SEDIMENTOLOGISCHE, FAZIELLE UND TEKTOGENETISCHE UNTERSUCHUNGEN IN DER OBERKREIDE DES BASKO-KANTABRISCHEN BECKENS (NORDSPANIEN)

Dissertation
zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften

der Geowissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard-Karls-Universität Tübingen

vorgelegt von
THEODOR ENGESER
aus Villingendorf/Krs. Rottweil

1984

SEDIMENTOLOGISCHE, FAZIELLE UND TEKTOGENETISCHE UNTERSUCHUNGEN IN DER OBERKREIDE DES BASKO-KANTABRISCHEN BECKENS (NORDSPANIEN)

Dissertation

zur Erlangung des Grades eines Doktors

der Naturwissenschaften

der Geowissenschaftlichen Fakultät

der Eberhard-Karls-Universität Tübingen

vorgelegt von

Theodor Engeser

aus Villingendorf/Krs. Rottweil

1983

Tag der mündlichen Prüfung:	15. Februar 1984
Dekan:	Prof. Dr. G. Kohlhepp
1. Berichterstatter:	Prof. Dr. J. Wiedmann
2. Berichterstatter:	Prof. Dr. W. Frisch

Danksagung

Mein Dank gilt dem SFB 53 "Palökologie" in Tübingen, der die Arbeit durch eine 2-jährige Angestelltenstelle ermöglichte.

Besonderen Dank schulde ich aber Prof. Dr. J. Wiedmann, der mir das Thema überließ und mir größtmögliche Freiheit bei der Ausführung der Arbeit zubilligte, sowie für seine große Geduld, vor allem in schwierigen Phasen der Arbeit.

Weiterhin danke ich Prof. Dr. H.-P. Luterbacher und Prof. Dr. W. Frisch für ihre Diskussionsbeiträge und Literaturhinweise.

Besonders danken möchte ich auch J. Reitner und W. Schwentke, die mich öfters im Gelände begleiteten. Teile der Arbeit wurden auch für gemeinsame Publikationen zusammen vorbereitet.

Auch allen anderen Freunden und Bekannten, die durch Diskussionsbeiträge zum Gelingen der Arbeit beitrugen, sei gedankt.

Herr H. Hüttemann fertigte in bewährter Weise die Stereoscan-Aufnahmen an, Herr W. Ries führte einen großen Teil der Sägearbeiten für die Anfertigung der Dünnschliffe und Peals aus, Frau M. Simson übernahm das Auslesen des größeren Teils der Mikroproben und Frau U. Netuschil tippte die Endfassung der Arbeit. Allen Genannten sei an dieser Stelle gedankt.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41536512_0012

Inhaltsverzeichnis

		Seite
	PROLOG UND THEMENSTELLUNG	1
1.	EINLEITUNG	2
1.1.	Lage und Bau des Basko-kantabrischen Beckens in Nordspanien	2
1.2.	Sedimentations- und Subsidenzgeschichte des Basko-kantabrischen Beckens während Kreide und Alttertiär	4
1.3.	Die Entstehung der Biskaya und der Pyrenäen	8
2.	DIE ÖFFNUNG DES BISKAYA-PYRENÄEN-OZEANS	9
2.1.	Frühere Modelle	9
2.2.	Präspreading-Position	12
2.3.	Beginn des Spreadings im Bereich des Tripelpunktes	17
2.4.	Paläopositionen der Iberischen Platte während der Rotation	20
2.5.	Paläopositionen der Iberischen Platte für Alb und Turon	21
2.6.	Die Paläoposition der Iberischen Platte zur Zeit der Magnetanomalie 34 (Unteres Untercampan, ungefähr 80 mio. J.)	24
2.7.	Relative Bewegung der Iberischen Platte zur Europäischen Platte, Spreading-Zentren und Transform-/Transcurrent-Störungen	26
2.8.	"Absolute" Plattenbewegungen der Nordamerikanischen Platte, Europäischen Platte und Iberischen Platte	28
3.	SCHLIESSUNG BZW. PARTIELLE SCHLIESSUNG DES BISKAYA-PYRENÄEN-SYSTEMS	32
3.1.	Paläoposition zur Zeit von A-33 (Untermaastricht, rd. 70 mio. J.)	32
3.2.	Paläoposition zur Zeit A-17 (Grenzbereich Unter/Mitteleozän, ungef. 45 mio. J.)	34

Seite

4.	PROBLEME DER SUBDUKTION IN DEN PYRENÄEN	37
5.	PLATTENTEKTONISCHE KONSEQUENZEN FÜR DIE SARDISCHE PLATTE	46
6.	DIE TEKTOGENESE DES BASKO-KANTABRISCHEN BECKENS	48
6.1.	Abgrenzung der tektonischen Struktureinheit Basko-kantabrisches Becken	48
6.2.	Großtektonischer Bau	48
7.	TEKTOGENESE DES BASKO-KANTABRISCHEN BECKENS	57
7.1.	Frühere Ansichten zur Tektogenese des Basko-kantabrischen Beckens	57
7.2.	Tektogenetische Interpretation	58
7.2.1.	Plattentektonische Voraussetzungen	58
7.2.2.	Lateralverschiebungen während der Andrift der Iberischen Platte	61
7.3.	Theoretische Überlegungen zum Strike-slip fault-Becken	62
7.4.	Palinspastische Rekonstruktion	67
7.5.	Tektonische Analyse	75
7.6.	Palinspastische Karte (Maximalposition)	79
7.6.1.	Palinspastische Rekonstruktion (Maximalposition)	80
7.7.	Subsidenz	81
8.	ZUR FALTUNG DES BASKO-KANTABRISCHEN BECKENS	86
8.1.	Zur Faltung des N' Basko-kantabrischen Beckens	86
8.2.	Zur Faltung des S' Basko-kantabrischen Beckens	87
9.	GEOTEKTONISCHE POSITION DES BASKO-KANTABRISCHEN BECKENS INNERHALB DES BISKAYA-PYRENÄEN-SYSTEMS	89

Seite

10. ZUSAMMENSTELLUNG DER HAUPTSEDIMENTATIONS- UND TEKTONISCHEN EREIGNISSE IM BASKO-KANTABRISCHEN BECKEN 92

11. ZUR FAZIELLEN UND SEDIMENTOLOGISCHEN ENTWICKLUNG DER OBERKREIDE DER ZUMAYA- UND DEVA-SYNKLINE, DES BISKAYA-SYNKLINORIUMS SOWIE DES VITORIA-/ESTELLA-BECKENS 95

11.1. Ziel der Untersuchung 95

11.2. Profile 97

11.3. Untersuchungsmethoden 98

12. DIE FAZIELLE ENTWICKLUNG DER OBERKREIDE DES VITORIA-BECKENS 99

12.1. Zur Erläuterung des Begriffes Vitoria-Becken 99

12.2. Das Untercenoman des Vitoria-Beckens 101

12.2.1. Urrunaga-Fazies 101

12.2.2. Larrinzar-Fazies 102

12.2.3. Hermua-Fazies 102

12.2.4. Lezaun-Fazies 103

12.3. Faziesgliederung des Obercenoman im Vitoria-Becken 103

12.3.1. Jugo-Fazies 104

12.3.2. Die Fazies des westlichen Vitoria-Beckens 107

12.3.3. Die Fazies des südlichen Vitoria-Beckens 108

12.3.4. Die Fazies des östlichen Vitoria-Beckens 109

12.4. Sedimentationskörper im Cenoman des Vitoria-/Estella-Beckens 113

12.5. Morphologie und Struktur des Oblique-slip fault-Beckens im Obercenoman 117

13. ZUR FAZIES DES TURON 120

13.1. Bemerkungen zur Einteilung der höheren Oberkreide in Formationen 120

13.2. Die Fazies des Turon 121

Seite

14. DIE FAZIES DES CONIAC 123
14.1. Charakterisierung der Fazies 123
14.2. Terminologie 124
14.3. Kalkturbidite von Guevara/Maturana 124
14.4. Fauneninhalt der Kalkturbidite von Guevara/Maturana 126
14.4.1. Untersuchungsmethoden 126
14.4.2. Fauneninhalt 126
14.5. Herkunft der Kalkturbidite 127
14.6. Rekonstruktion der Bioherme 128
14.7. Vergleich der rekonstruierten Karbonatplattform 129
14.8. Die Kalkturbidite von Arriola 130
14.9. Die Kalkturbidite von Ullibarri Gamboa 132
14.10. Gliederung des Oblique-slip fault-Beckens im Coniac 133

15. BATHYMETRIE 135

16. DER AITZGORRI-BLOCK 140
16.1. Abgrenzung 140
16.2. Zur Dynamik des Aitzgorri-Blockes 141

17. DIE FAZIES DES SANTON 143
17.1. Die Fazies des W' Vitoria-Beckens 143
17.2. Das E' Vitoria-Becken 144

18. DAS MERGELIGE UNTER- BIS OBERCAMPAN (ELEVATA-ZONE) DES VITORIA-BECKENS 146
18.1. Terminologie und allgemeine Faziesgliederung 146
18.2. Die Mass Flows von Olárizu und Monasterioguren (Olárizu-Member) 147
18.2.1. Bisherige Arbeiten 148
18.2.2. Environment der Mass Flows von Olárizu und Monasterioguren 149
18.2.3. Herkunft der Kalke von Olárizu und Monasterioguren 150

		Seite
18.2.4.	Versuch einer Rekonstruktion der Bioherme	151
18.3.	Die Kalkrudite von Gomecha	151
18.4.	Die Kalkturbidite von Estarrona, Martioda und Domaiquia	152
18.5.	Die Kalkrudite von Nuestra Señora de Estíbaliz	154
18.6.	Die Kalke von Guereñu	154
18.7.	Die Kalkrudite von Alaiza	156
18.7.1.	Lage der Kalkrudit-Vorkommen	156
18.7.2.	Sedimentationsmechanismus	159
18.7.3.	Rekonstruktion der originären Bioherme von Guereñu und Alaiza	159
18.7.4.	Herkunft der Kalke von Guereñu und Alaiza	161
18.8.	Die Kalkrudite und -arenite von Alegría	162
18.8.1.	Vorkommen	162
18.8.2.	Die Herkunft der Kalke von Alegría	162
19.	DAS SANDIGE OBERCAMPAN	163
19.1.	Allgemeine Faziesbeschreibung	163
19.2.	Zur Terminologie	163
19.3.	Frühere Arbeiten	163
19.4.	Eguileta-Member	165
19.5.	Oro-Member	167
19.5.1.	Lage und Fazies	167
19.5.2.	Fazies-Modell	169
19.6.	Berrosteguieta-Member	170
19.7.	Oquina-Member	172
19.8.	Faziesgliederung der Montes de Vitoria-Formation	177
19.9.	Das Vitoria-/Estella-Becken ab dem Obercampan	179
20.	DIE FAZIES DES MAASTRICHT	180
20.1.	Faziesbeschreibung	180
20.2.	Die Morphologie des Beckens	183

Seite

21. ZUR FAZIES DES PALÄOZÄN 184

22. SEDIMENTATIONSRATEN IM VITORIA-/ ESTELLA-BECKEN 187

23. TRANS- und REGRESSIONEN IM VITORIA-/ ESTELLA-BECKEN 189

24. DIAPIRE IM OBLIQUE-SLIP-FAULT-BECKEN 192

25. PALÄOGEOGRAPHIE 195

26. BISKAYA-SYNKLINORIUM 199
26.1. Sedimentäre Entwicklung der Oberkreide des Biskaya-Synklinoriums 199
26.2. Subsidenz und geotektonische Stellung 202

27. DIE DEVA-SYNKLINE 203
27.1. Sedimentologische und fazielle Entwicklung 203
27.2. Zur Stellung der Deva-Synkline 204

28. DIE OBERKREIDE-ENTWICKLUNG DER ZUMAYA-SYNKLINE 206
28.1. Sedimentologische und fazielle Entwicklung 206
28.2. Geotektonische Stellung des Faziesraumes Zumaya-Synkline 209

29. ZUSAMMENFASSUNG 212

PROLOG UND THEMENSTELLUNG

Das Thema der Arbeit ist die sedimentologische und faziel-le Entwicklung, die lateralen Fazieswechsel und die Trans- und Regressionen des zentralen Teils des Basko-kantabri-schen Beckens. Die Arbeit beschränkt sich dabei auf die Be-schreibung und Charakterisierung der Hauptfazies-Typen. Schwerpunkt der Betrachtung war das Vitoria-Becken, das in gewisser Weise eine vermittelnde Stellung zwischen den nördlichen und südlichen Teilen des Basko-kantabrischen Beckens einnimmt. Die Fazies-, Sedimentations- und Subsi-denzentwicklung des Basko-kantabrischen Beckens wurde von einer synsedimentären Tektonik geprägt, die daher einen großen Teil der Arbeit einnimmt. Die synsedimentäre Tekto-nik ist aber wiederum nur im Zusammenhang mit der Platten-bewegung der Iberischen Platte zu verstehen, weshalb auch auf diese Problematik eingegangen werden mußte. Durch die Einbeziehung von tektonischer, sedimentologischer, palä-ontologischer, geochemischer und geophysikalischer Litera-tur, wie es bisher noch nicht geschah, entstand ein neues und fundierteres Modell der Tektogenese des Biskaya-Pyre-näen-Systems.

Die Arbeit ist Teil des Projekts F 20 "Fossilvergesell-schaftungen" des SFB 53 in Tübingen, das sich mit der Un-tersuchung der kretazischen Entwicklung des Basko-kanta-brischen Beckens in Nordspanien beschäftigt. Die Arbeit steht in engem Zusammenhang mit der Dissertation REITNER, die vor allem die Entwicklung der Urgon- und Alb-Riffe be-handelt, sowie mit der bereits fertiggestellten Diplomar-beit von SCHWENTKE, die den SE' Teil des Basko-kantabrischen Beckens bearbeitete. Ein kleiner Abriß der Arbeit findet sich in den Arbeiten von WIEDMANN, REITNER, ENGESER & SCHWENTKE (1983) und ENGESER, REITNER, SCHWENTKE & WIED-MANN (1983). Im folgenden wird zunächst ein kurzer Abriß der Lage und des tektonischen Baues sowie der Sedimenta-tions- und Subsidenzgeschichte gegeben.

1. EINLEITUNG

1.1. Lage und Bau des Basko-kantabrischen Beckens in Nordspanien

Das Basko-kantabrische Becken in Nordspanien, zwischen den Pyrenäen im E und dem Kantabrischen Gebirge im W gelegen, umfaßt im wesentlichen die spanischen Baskenprovinzen und Teile der Provinzen Burgos, Cantabria (Santander) und Navarra. Es zeichnet sich durch ungewöhnlich hohe Mächtigkeiten (bis über 7000 m) der kretazischen und alttertiären Sedimenten aus, die in relativ kurzer Zeit und in relativ weiter Entfernung vom eigentlichen Kontinentalrand der Biskaya abgelagert wurden. Die Hauptsedimentations- und Subsidenzphase begann im Apt/Alb und endete im S' Teil des Beckens im Campan, im N' Teil im Eozän.

An Abschiebungen mit großen Sprunghöhen kam es zum Aufdringen von Keupersalzdiapiren. Im Zentrum des N' Teils des Beckens in- und extrudierten Alkalimagmatite. Weiterhin ist eine Gliederung in Teilbecken zu beobachten. Das Gebiet wurde in seiner Hauptsedimentations- und Subsidenzphase von einer synsedimentären Tektonik erfaßt, die stark unterschiedliche Mächtigkeiten und synsedimentäre Massenbewegungen mit tektonischer Ursache zur Folge hatte.

Das Becken wurde im Eozän von einer ersten Faltungsphase erfaßt und in weiträumige NWW-SEE streichende Syn- und Antiklinorien verfaltet, die nach S hin ausklingen bzw. nach N in eine Schuppen- und Überschiebungstektonik übergehen. Im äußersten NE kommen sogar größere gravitativ aufgeglittene Gleitdecken vor.

In einer zweiten Faltungsphase im Miozän fanden südvergente Verfaltungen, Auf- und Überschiebungen mit z.T. sehr großen vertikalen Versatzbeträgen statt. Sie betreffen vor allem den S' Teil des Beckens.

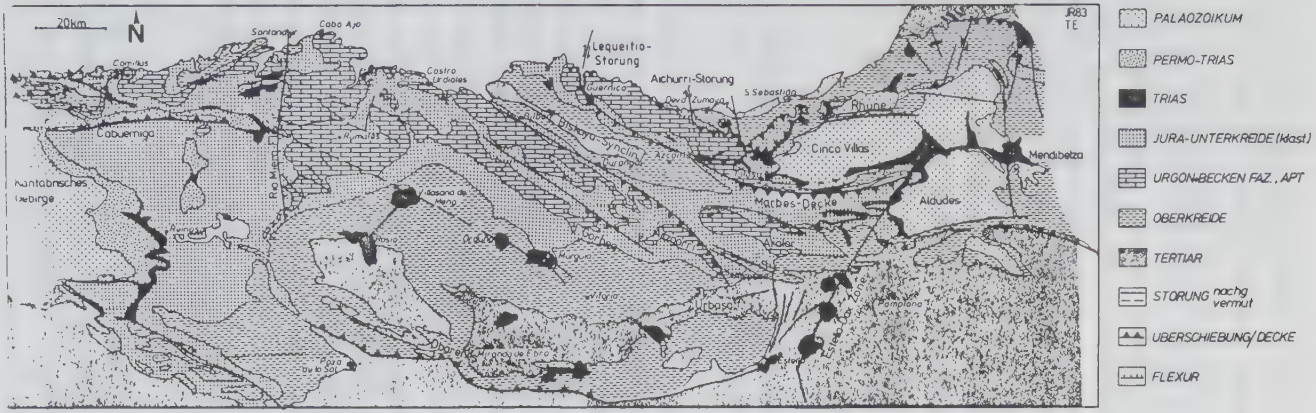


Abb. 1: Geologische Karte des Basko-kantabrischen Beckens und der angrenzenden Gebiete (zusammengestellt aus MANGIN & RAT 1962, LOTZE 1973, MIR et al. 1971, SOLER et al. 1981, der geologischen Karte von Spanien 1 : 50000 und eigenen Aufnahmen).

Das Basko-kantabrische Becken nimmt den Übergangsbereich zwischen den Pyrenäen und dem Biskaya-Ozean ein, die man als tektogenetische Einheit betrachten muß. Während vor der nordspanischen Küste lediglich eine kurzzeitige Subduktion stattfand, kam es in den Pyrenäen zu einer Kontinent-/Kontinent-Kollision. Der Übergang von der Subduktionszone im W vor der nordspanischen Küste und der Kontinent-/Kontinent-Kollision in den Pyrenäen ist "fließend". Dem Basko-kantabrischen Becken kommt daher eine vermittelnde Stellung zu. Das Basko-kantabrische Becken könnte somit Hinweise geben, wie der stark verfaltete Sedimentationsraum der Pyrenäen ursprünglich aussah bzw. wie er entstand.

1.2. Sedimentations- und Subsidenzgeschichte des Basko-kantabrischen Beckens während Kreide und Alttertiär

Die Entwicklung des Basko-kantabrischen Beckens und des Biskaya-Pyrenäen-Systems läßt sich in drei Hauptphasen untergliedern. Eine erste Riftphase fand während der Obertrias mit der Ablagerung von bis zu 1000 m mächtigen Keupertonen und -salzen, und der In- und Extrusion ophitischer Alkali-Basalte statt. Diese Riftphase steht wohl im Zusammenhang mit der Öffnung des zentralen Teiles des Nordatlantiks in dieser Zeit. Für den Jura ist eine Beruhigung bzw. Desaktivierung der dehnungstektonischen Ereignisse kennzeichnend. Es kam zur Sedimentation geringmächtiger, lükkenhafter, epikontinentaler Sedimente. Ab Oberjura verstärken sich die dehnungstektonischen Aktivitäten und Ereignisse wieder als Folge der 2. Riftphase und des folgenden Spreading im Biskaya-Ozean. Im folgenden sollen nur die wesentlichen kretazischen und paläogenen Sedimentations- und Subsidenzereignisse kurz referiert werden.

In diesem Zeitraum lassen sich nach WIEDMANN et al. (1983) vier Megasequenzen erkennen, die in engem Zusammenhang mit dem Rifting und Spreading im Biskaya-Ozean bzw. der dadurch

ausgelösten Lateraltektonik stehen:

1. Megasequenz: (?Oxford-) Tithon bis Unteralb ("Wealden" und "Urgon")
2. Megasequenz: Mittelalb bis Turon ("Hauptsubsidenz- und Transgressionsphase")
3. Megasequenz: Coniac bis Campan ("1. Regressions- und Kompressionsphase")
4. Megasequenz: Maastricht bis Eozän ("2. Regressions- und Kompressionsphase")

Im unteren Teil der 1. Megasequenz ("Wealden") kommt es zur Sedimentation von limnischen, fluviatilen und flachmarinen Sedimenten (PUJALTE 1981, SALOMON 1982, 1983, REITNER & WIEDMANN 1982). Im nördlichen und zentralen Teil des Basko-kantabrischen Beckens wird die "Wealden"-Sedimentation etwa im Unterapt durch größere Karbonatplattformen (Urgon) mit dazwischenliegenden Stagnatbecken abgelöst, während im S' Teil des Basko-kantabrischen Beckens die "Wealden"-Fazies persistiert. Im Urgon (oberer Teil der 1. Megasequenz) können drei Zyklen ausgeschieden werden, die jeweils durch progradierende Delta-Systeme (GARCIA-MONDEJAR 1983) unterbrochen und z.T. durch charakteristische Faunen- und Florenelemente gekennzeichnet sind (WIEDMANN et al. 1983). Die typische Urgon-Fazies mit weitaushaltenden Karbonatplattformen endet etwa im Unteralb. Im Bereich des Mutiloa-Domes lassen sich bereits erste Diapirbewegungen erkennen.

Mit Megasequenz 2 wird ab Mittelalb die Sedimentation heterogener. Nach einem erneuten Delta-Vorstoß ("Complex gréseux supra-urgonienne" nach RAT 1959) können auf dem Aitzgorri-Block und auf Diapirdächern noch größere Karbonatplattformen persistieren (REITNER 1982, FERNANDEZ-MENDIOLA & GARCIA-MONDEJAR 1983). Im Süden hält die fluviatile Sedimentation weiterhin an ("Utrillas-Schichten"). In der Deva-Synkline wird der mächtige "Flysch noir de Deva" sedimentiert, der aber von N geschüttet ist (VOORT 1964, BOESS 1983, WIEDMANN et al. 1983, BADILLO et al. 1983).

Gleichzeitig findet ein verstärktes Aufdringen und Durchbrechen der Diaprie statt (SCHRÖDER 1980, REITNER 1982, FERNANDEZ-MENDIOLA & GARCIA-MONDEJAR 1983). Im Untercenoman ist die Sedimentation noch ähnlich heterogen, jedoch werden die Faunen zunehmend pelagischer.

Im Mittel/Obercenomen werden im N' und zentralen Teil des Basko-kantabrischen Beckens pelagische Mergel sedimentiert, in die sich im Becken von Vitoria und z.T. auch im Biskaya-Synklinorium Kalkturbidite einschalten, deren Material zum einen von den im S des Basko-kantabrischen Beckens weitverbreiteten Praealveolinen-Karbonatplattformen, zum anderen auch von einer auf dem Aitzgorri-Block persistierenden größeren Karbonatplattform stammt. Im Unter-/Mittelturon wird auch der S pelagisiert. Diese Zeit ist als Maximum der Transgression anzusehen und bildet (definitionsgemäß) das Ende der Megasequenz 2.

Mit Beginn der Megasequenz 3 kommt es im S des Beckens zur Anlage von riesigen Karbonatplattformen, während im N auch weiterhin die pelagische Fazies dominiert. Jedoch entstanden auch hier, vermutlich auf Basement-Hochs und Sea mounts kleinere und größere Karbonatplattformen, die sich z.T. durch mächtige Serien von Kalkturbiditen im Vitoria-Becken dokumentieren. Auch im Biskaya-Synklinorium stellen (feinkörnige) Kalkturbidite einen hohen Prozentsatz der Gesamtsedimentmenge. Die Turbidite zeigen im Vitoria-Becken eine Beckenorientierung von NW nach SE an. Im Biskaya-Synklinorium in- und extrudieren während des Cenoman und Turon lokal bis über 1000 m mächtige Alkalimagmatite. Im Santon und Untercampan werden im N weiterhin pelagische Sedimente abgelagert. In den mittleren und westlichen Teilen des Basko-kantabrischen Beckens kommt es zur Ablagerung von Sedimenten des mittleren und inneren Schelfes. Im Süden und Südwesten des Beckens hält die Karbonatsedimentation (z.B. Lacazinen- und Rudisten-Fazies) an. Es lassen sich jedoch bereits erste Verlandungstendenzen durch sporadische und lokale Deltavorstöße erkennen. Vermutlich durch "sedimen-

tary onload" geraten nun eine Reihe von Diapiren wieder oder erstmals in Bewegung. Im Obercampan kulminiert die regressive Tendenz der Megasequenz 3 mit der Progradation eines größeren Deltasystems weit nach Norden (mindestens bis ins Vitoria-Becken). Im weiteren Bereich des Deltas können sich auf Hochstrukturen (z.B. Diapiren) kleinere Karbonatbioherme etablieren. Im Biskaya-Synklinorium besteht ein Turbidit-Fan, der sein Material möglicherweise aus dem Süden bezog (zeitgleich mit dem Delta-Vorstoß!). Auch eine Herkunft vom Biskaya-Hoch ist möglich (BOESS 1983). Die Turbidite sind in die Beckenlängsachse von NW nach SE eingeregelt.

In der Zumaya-Synkline liegen zumindestens im W' Teil auf pelagischen Kalken des Turon pelagische Mergel mit Basin plain-Turbiditen des Untercampan. Im Obercampan erreicht die Turbiditsedimentation hier einen ersten Höhepunkt mit der Ablagerung von relativ mächtigen, silikoklastischen Turbiditen des "middle fan"-Bereichs, die von NE geschüttet sind.

Im Maastricht mit dem Beginn der Megasequenz 4 ist noch-einmal eine schwache Transgression zu beobachten, die im S wieder zu flachmarinen Verhältnissen führt. Im Biskaya-Synklinorium und in der Zumaya-Synkline hört die Turbiditsedimentation vorübergehend auf und es werden Mergel sedimentiert. Im unteren Paläozän folgen im Biskaya-Synklinorium rote pelagische Kalke ("Dan-Kalk") und pelagische Mergel. Im Süden des Beckens bilden sich kleinere Karbonatbioherme unterschiedlicher Organismengruppen in einer allerdings klastisch dominierten Fazies. Im oberen Paläozän setzt in der Zumaya-Synkline und im Biskaya-Synklinorium die Turbiditsedimentation wieder ein. Es handelt sich im einzelnen um progradierende Fan-Systeme. Die Schüttungsrichtungen sind in der Zumaya-Synkline generell von NE nach SW gerichtet (RICHTER 1965, HANISCH 1974, 1978, VAN VLIET 1978), gegenüber Schüttungsrichtungen von NW nach SE im Biskaya-Synklinorium (BOESS 1983, WIEDMANN et al.

1983). Die marine Sedimentation im Basko-kantabrischen Becken endet spätestens im mittleren Eozän (MANGIN 1959-1960, KIND 1967, VAN VLIET 1978).

1.3. Die Entstehung der Biskaya und der Pyrenäen

Die Auswirkungen der Orogenesen, die die Auffaltung der Pyrenäen zur Folge hatten, lassen sich auch in den Randbereichen der Biskaya und in Teilen des Nordatlantiks (Azoren-Biskaya-Rücken) nachweisen. Pyrenäen und Biskaya müssen deshalb als tektogenetische Einheit betrachtet werden, d.h. der Sedimentationsraum der Pyrenäen ist die östliche Fortsetzung der Biskaya.

2. DIE ÖFFNUNG DES BISKAYA-PYRENÄEN-OZEANS

2.1. Frühere Modelle

Die früheren Modelle werden hier nicht im einzelnen diskutiert bzw. vorgestellt. Ausführliche Zusammenstellungen von früheren Modellen (vor 1978 bzw. 1976) finden sich bei FERRAGNE & VIGNEAUX (1978) bzw. bei CHOUKROUNE (1976). Sie werden jedoch kurz, nach den unterschiedlichen Grundvoraussetzungen, auf denen die Modelle beruhen, besprochen. Lediglich die wichtigsten, derzeit am meisten verwendeten Modelle werden in den einzelnen Kapiteln ausführlicher diskutiert.

Eine Reihe von Arbeiten beschäftigen sich auch mit der Entwicklung des gesamten Nordatlantiks bzw. des Mediterran-Raumes z.B. PITMAN & TALWANI (1972), DEWEY et al. (1973), LePICHON et al. (1971), BIJU-DUVAL et al. (1977), LePICHON et al. (1977), FRISCH (1979), OLIVET et al. (1982) u.a. Sie werden nur der Vollständigkeit halber erwähnt, da nur wenige dieser Arbeiten neue bzw. für das Biskaya-Pyrenäen-Problem relevante Informationen bringen.

Die Modelle über die Entstehung des Biskaya-Pyrenäen-Bereiches beruhen im wesentlichen auf vier Grundvoraussetzungen.

a. Die Continental-Fit Modelle

Die Bearbeiter gingen dabei von der (richtigen) Voraussetzung aus, daß sich die Kontinente der Prädrift-Zeit wie in einem Puzzle wieder rekonstruieren lassen. Dabei wurden als Kontinent/Ozean-Grenzen unterschiedliche bathymetrische Tiefenlinien angenommen, meist die 2000 m oder 1000 fm Linien. Durch (neuere) seismische Untersuchungen (KRISTOFFERSEN 1978, MONTADERT et al. 1979, SIBUET & RYAN 1979, BOILLOT et al. 1980 und SULLIVAN 1983) kennt man die Tie-

fenlage bzw. die allgemeine Lage der Kontinent/Ozean-Grenzen ziemlich genau. Sie befindet sich meist in über 4000 m Tiefe, verläuft aber oft diabath, d.h. sie läßt sich nicht durch bestimmte Tiefenlinien darstellen. Daher wurden in vielen Continental-Fit-Modellen tiefliegende kontinentale Krustenteile als ozeanische Kruste angesehen. Die Fehler beim "Zusammensetzen" der einzelnen Platten waren z.T. beträchtlich. Der Continental-Fit liegt den Modellen von CAREY (1958), MATTHEWS & WILLIAMS (1968), BACON et al. (1969), LePICHON et al. (1971), MONTADERT & WINNOCK (1971), CHOUKROUNE et al. (1973), SIBUET (1973), WILLIAMS (1975), CHOUKRONE (1976), RIES (1978), VANDENBERG (1980) u.a. zugrunde.

Meist ging auch die nächste Voraussetzung "Vergleich der paläozoischen Massive in Nordspanien und der Bretagne" in die Modelle mit ein.

b. Vergleich der paläozoischen Massive in der Bretagne und Nordspanien

Der Vergleich und die wahrscheinlichste Paßform der paläozoischen Massive in der Bretagne und Nordspanien liegen den Modellen von SIBUET (1973), BARD et al. (1980), z.T. auch den Modellen von CAREY (1958), LePICHON et al. (1971), RIES (1978) u.a. zugrunde. Aufgrund der unterschiedlichen Interpretation der Strukturen und der Kenntnislücke des sehr breiten armorikanischen Schelfes wurden jedoch unterschiedliche Positionen erreicht (vgl. SIBUET 1973, RIES 1978). In der neueren Arbeit von BARD et al. (1980) wird jedoch,aufgrund sehr detaillierter Vergleiche dieser Massive, eine Position erreicht, die der Prädrift-Position im eigenen, neuentwickelten Modell sehr nahe kommt.

c. Modelle, die nahezu ausschließlich auf sedimentologischen und tektonischen Daten der Pyrenäen beruhen

Diese Modelle sind z.T. allgemeinerer Natur (z.B. DEBROAS 1978, DUBOIS & SEGUIN 1978, evolutive Querprofile durch die Pyrenäen) oder sie berücksichtigen die durch die Magnetanomalien im Nordatlantik vorgegebenen Rahmenbedingungen (siehe nächstes Kapitel) nicht (z.B. SOUQUET & MEDIAVILA 1976, SOUQUET et al. 1977, CHOUKROUNE & MATTAUER 1978, PEYBERNES 1978, DAIGNIÈRES et al. 1982).
Derzeit wird allerdings das Modell von SOUQUET & MEDIAVILA (1976) bzw. SOUQUET et al. (1977) sehr häufig paläogeographischen Arbeiten in den Pyrenäen zugrunde gelegt.

d. Modelle, die auf dem Fit der Magnetanomalien im Nordatlantik beruhen

Diese Modelle sind grundsätzlich am besten fundiert und sollten die exaktesten Ergebnisse liefern. Allerdings wird diese Rekonstruktionsmöglichkeit dadurch erschwert, daß vor der nordspanischen Küste und im Azoren-Biskaya-Rücken eine kurzzeitige Subduktion stattgefunden hat und der nordspanische Schelf, im Vergleich z.B. mit dem armorikanischen Schelf, stark komprimiert ist. Daher ist der "simple" Magnetanomalien-Fit nicht anwendbar. Das ist auch der Grund für die daraus resultierenden unterschiedlichen Modelle (z.B. KRISTOFFERSEN 1978, BOILLOT 1981, GRIMAUD et al. 1982, OLIVET et al. 1982, CURNELLE et al. 1982).
Außerdem bieten diese Modelle keine Lösungsmöglichkeiten für die Entstehung der Pyrenäen.
Eine weitere Schwierigkeit taucht dadurch auf, daß der Beginn des Spreadings in die langandauernde "magnetisch ruhige Zone der Mittelkreide" (Unterapt bis Untercampan) fällt und der Beginn des Spreadings durch andere Faktoren bestimmt werden muß.

Ein Modell, das die Entstehung der Biskaya und der Pyrenäen erklären soll, muß Lösungsmöglichkeiten sowohl für

die geometrischen, tektonischen und sedimentologischen Gegebenheiten in der Biskaya bieten, wie auch die sedimentologischen, tektonischen und magmatischen Prozesse in den Pyrenäen berücksichtigen. Bisher wurde diese Problematik von keiner der bisher publizierten Arbeiten in zufriedenstellender Weise gelöst.

2.2. Präspreading-Position (Abb. 5)

Die Magnetanomalien im westlichen Biskaya-Bereich dokumentieren einen Tripelpunkt, der bis post-Anomalie-34 aktiv war.

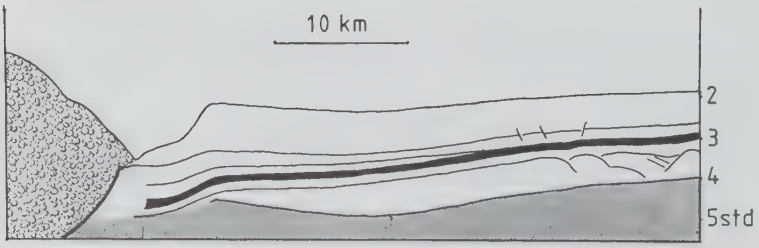


Abb. 2: Seismisches Profil N' des Basko-kantabrischen Bekkens durch den Graben von Cap Breton zum Landes-Plateau. Umgezeichnet aus DEREGNAUCOURT & BOILLOT (1982: Taf. 6). Das Profil zeigt deutlich das nahezu nicht deformierte Landes-Plateau, das von Akkretionskeil überfahren wird (vgl. auch SOLER et al. 1981 und Abb.19).

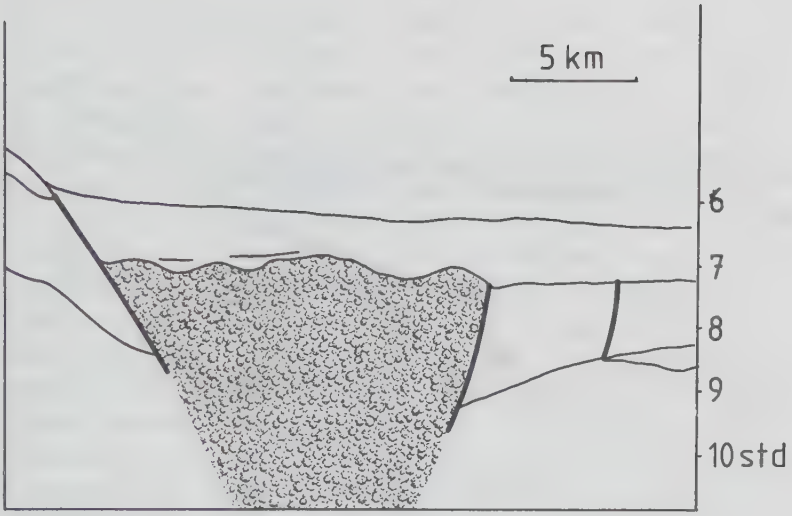


Abb. 3: Seismisches Profil N' Santander durch den Akkretionskeil bzw. die Subduktionszone. Umgezeichnet aus DEREGNAUCOURT & BOILLOT (1982: Taf. 5).

Die einzelnen Äste eines Tripelpunktes bilden im Idealfall Winkel von 120° zueinander. Die voneinander wegdriftenden Kontinente besitzen dann jeweils eine 120°-"Ecke". Dies ist allerdings nur dann der Fall, wenn das Spreading innerhalb der einzelnen Äste nahezu gleichzeitig begonnen hat.

Der Idealfall (120°-Winkel) ist beim Biskaya-Tripelpunkt allerdings nicht verwirklicht, ein Hinweis darauf (siehe auch nächstes Kapitel), daß die einzelnen Äste unterschiedliches Alter haben.

Ein Tripelpunkt läßt sich nur in einer Weise zusammenfügen. Deshalb kann die relative Präspreading-Position der Nordamerikanischen Platte, Europäischen Platte und der Iberischen Platte zueinander eindeutig rekonstruiert werden.

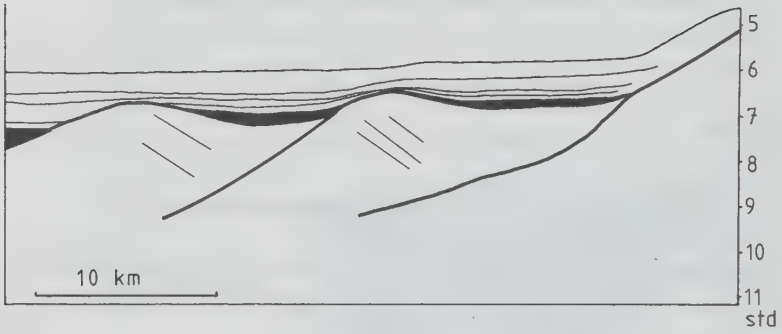


Abb. 4: Seismisches Profil vom Armorikanischen Schelf. Umgezeichnet aus DEREGNAUCOURT & BOILLOT (1982, Tag. 2). Das seismische Profil zeigt vor allem die während des Apt rotierten Schollen und die fast liegenden listrischen Abschiebungen.

Während die Goban Spur-Ecke (die "Ecke" der Europäischen Platte) und Flemish Cap-Ecke (die "Ecke" der Nordamerikanischen Platte) durch seismische und magnetische Untersuchungen sowie durch Bohrungen gut bekannt sind, ist die "Ecke"der Iberischen Platte, die Galicia Bank-Ecke, deformiert und muß rekonstruiert werden. Dazu und auch für alle folgenden Spreading-Positionen muß der nordspanische Schelf "entzerrt" werden, d.h. seine Ausdehnung vor Beginn der Subduktionsprozesse ermittelt werden. Aus dem Deformationsstil des nordspanischen Schelfes, wie er sich in seismischen Profilen dokumentiert (BOILLOT et al. 1979, DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982, Abb. 2, 3), sowie durch Vergleiche mit dem nichtdeformierten armorikanischen Schelf

(MONTADERT et al. 1979, De GRACIANSKY et al. 1982, AVEDIK et al. 1982, Abb. 4), der ungefähr auch die ehemalige Struktur des nordspanischen Schelfes widerspiegeln sollte, ergibt sich ein "Zerrfaktor" von ungefähr 2, d.h. die Breite des heutigen Schelfes etwa von der Küstenlinie bis zum Tiefseegraben vor der nordspanischen Küste (LePICHON et al. 1971), der die ungefähre Kontinent/Ozean-Grenze markiert, muß verdoppelt werden. Dieses "Entzerren" wurde von MALOD et al. (1982) für den Bereich des Le Danois-Blockes durchgeführt. Sie gelangten zu ähnlichen "Dehnungsfaktoren". Da außerdem die Kontinent/Ozean-Grenzen in der Biskaya (MONTADERT et al. 1979, ROBERTS et al. 1982, AVEDIK et al. 1982, DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982), vor der spanischen Westküste (FERAUD et al. 1977, SIBUET & RYAN 1979, BOILLOT et al. 1980, SIBUET et al. 1980), vor der Ostküste Neufundlands (SIBUET & RYAN 1979, SULLIVAN 1983) und im nördlichen Nordatlantik (KRISTOFFERSEN 1978, MONTADERT et al. 1979, De GRACIANSKY et al. 1982) relativ gut bekannt sind, läßt sich die Präspreading-Position, d.h. der Zeitpunkt unmittelbar vor Bildung ozeanischer Kruste, gut rekonstruieren (Abb. 5). Zu berücksichtigen ist dabei noch, daß der Schelf und damit die Kontinent/Ozean-Grenze an der Westküste der Iberischen Halbinsel etwa ab Höhe Lissabon nach S durch Kompressions-(?Subduktions-) prozesse im Azoren-Gibraltar-Rücken deformiert ist (FERAUD et al. 1977) und nicht mehr für den Fit benutzt werden kann, wie das etwa von SIBUET & RYAN (1979) praktiziert wurde. Ähnliches gilt wohl auch für die südlichsten Teile der Grand Banks (Neufundland). In der Rekonstruktion der Präspreading-Position steckt allerdings noch eine Ungenauigkeit, die sich allerdings nur sehr schwer genauer kalkulieren läßt. Die angegebenen Kontinent/Ozean-Grenzen sind diachron, d.h. die Schelfe vor allem des nördlichen Spreading-Astes hatten zum Beginn des Spreadings im südlichen Ast noch nicht den Dehnungsgrad wie er für die Rekonstruktion der Präspreading-Position angenommen wurde.

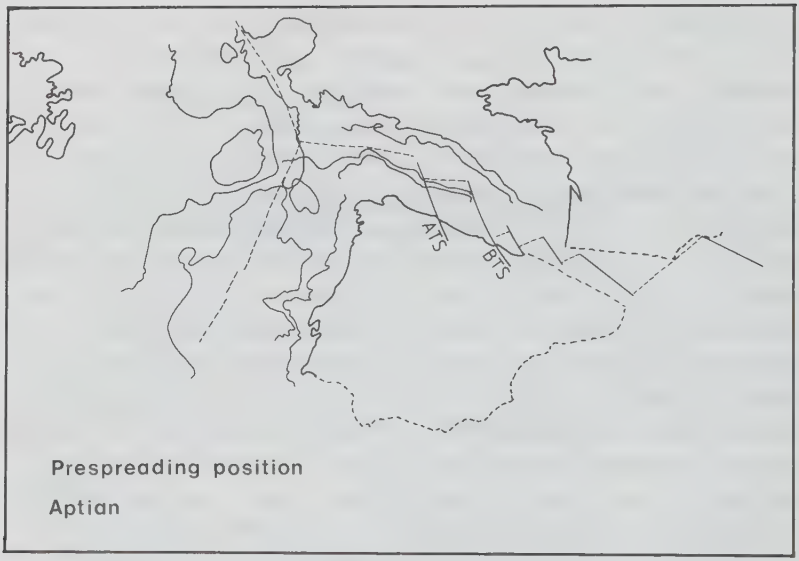


Abb. 5: Paläoposition der Iberischen Platte im untersten Apt. Die Kontinent/Ozean-Grenzen wurden aufeinandergefügt. (ATS = Asturische Transcurrentstörung, BTS = Basko-kantabrische Transcurrentstörung)

Die kalkulierte Präspreading-Position stimmt recht gut mit der aus Strukturvergleichen der paläozoischen Massive in der Bretagne und in Nordspanien gewonnenen Paläo-Position von BARD et al. (1980) sowie mit der ebenfalls durch Magnetanomalien-Fit gewonnenen Paläo-Position von OLIVET et al. (1982) überein. Auch die Forderung einer Rotation der Iberischen Platte gegenüber der Europäischen Platte im Gegenuhrzeigersinn von 35° (VAN DER VOO 1969), abgeleitet von paläomagnetischen Messungen an verschiedenen Lokalitäten der Iberischen Halbinsel, ist erfüllt.

Die Präspreading-Position darf nicht mit der Prädrift-Position der Permotrias verwechselt werden, da in der ermittelten Position die Schelfe bereits stark ausgedünnt sind. Eine ungefähre Prädrift-Position (Abb. 6) wurde aus dem "Zu-

rückführen" der späteren Bewegung der Iberischen Platte (siehe nächste Kapitel) gewonnen.

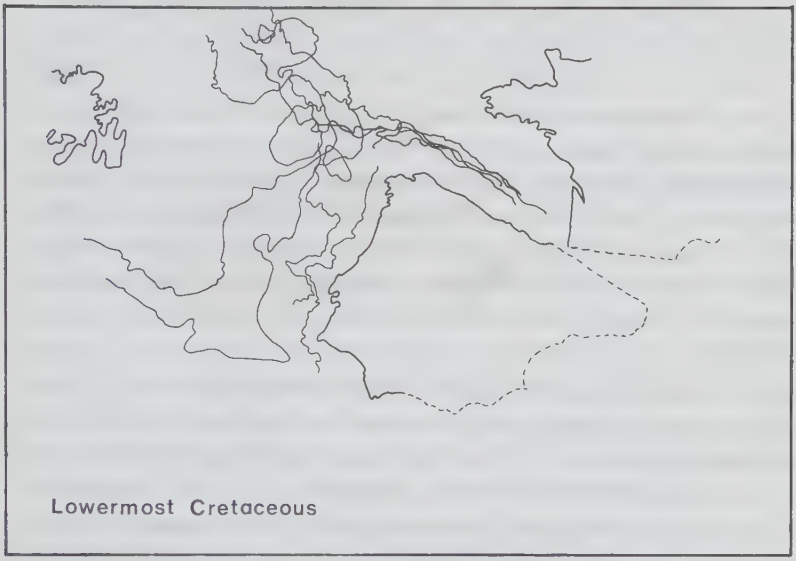


Abb. 6: Paläoposition der Iberischen Platte in der untersten Kreide.

2.3. Beginn des Spreadings im Bereich des Tripelpunktes

Der älteste Teil des Tripelpunktes, d.h. mit dem frühesten Beginn des Spreadings und der ältesten ozeanischen Kruste, ist der Bereich zwischen Neufundland und der iberischen Halbinsel. Allerdings sind die zeitlichen Angaben über den Beginn des Spreading in diesem Teil kontrovers.

FERAUD et al. (1977), SIBUET & RYAN (1979) und BOILLOT et al. (1980) interpretieren eine magnetische Anomalie, die an der Westseite der iberischen Halbinsel mit der Kontinent/Ozean-Grenze zusammenfällt, als M_o- oder J-Anomalie.

Sie soll diesen Autoren zufolge ein Oberapt-Alter haben, was den Spreading-Beginn mit Prä-Oberapt datieren würde. Jedoch wurden die Magnetanomalien in jüngerer Zeit neu datiert (KRUMSIEK 1981). Die M_o-Anomalie entspricht dieser Neudatierung zufolge dem Grenzbereich Barreme/Apt. Der Beginn des Spreading wäre demzufolge mit Barreme anzusetzen.

Vor der Ostküste Neufundlands fand SULLIVAN (1983) eine magnetische Anomalie, die ebenfalls mit der Kontinent/Ozean-Grenze zusammenfällt. SULLIVAN (1983) interpretierte sie als M_o- oder J-Anomalie und schreibt ihr ein Alter von etwa 115 mio. Jahren zu, was nach der Zeitskala von ODIN (1982) ein Oberhauterive-Alter ergeben würde. Das Spreading würde diesem Autor zufolge bereits im Hauterive beginnen.

Weitere magnetische Anomalien, die mit der Kontinent/Ozean-Grenze zusammenfallen, wurden von KRISTOFFERSEN (1978) und MONTADERT et al. (1979) im nördlichen Nordatlantik und in der Biskaya gefunden. Diese Anomalien wurden jedoch von den obigen Autoren als "Randanomalien" interpretiert, d.h. sie sollen nur durch den Wechsel von ozeanischer Kruste zu kontinentaler Kruste verursacht worden sein. Da die ozeanische Kruste bzw. das sedimentäre Auflager im Bereich dieser "Randanomalie" (W' Goban Spur) etwa Oberalb-Alter hat (De GRACIANSKY et al. 1982, siehe auch unten), wird dieser Interpretation gefolgt.

Die magnetischen Anomalien vor der Westküste der Iberischen Halbinsel und der Ostküste Neufundlands, die mit den Kontinent/Ozean-Grenzen zusammenfallen, werden daher in gleicher Weise interpretiert.

Damit ergibt sich jedoch die Schwierigkeit, daß der Beginn des Spreading in die "langandauernde magnetisch ruhige Zone" der Mittelkreide (Apt bis Santon) fällt, in der keine markanten Umkehrungen des Magnetfeldes erfolgten. Der Beginn des Spreading muß daher durch andere Faktoren wie z.B. sedimentologische Ereignisse, seismische Abfolgen und Bohrungen datiert werden. Dabei wird davon ausgegangen, daß

sich der Beginn des Spreading auch auf der kontinentalen Kruste des unmittelbaren Hinterlandes tektonisch und sedimentologisch bemerkbar macht.

Im E' Neufundland befindet sich ein markanter Hiatus und sedimentologischer Wechsel zwischen dem Unterapt und dem ?Mittelalb (McKENZIE 1981, NAYLOR & SHANNON 1982). Außerdem muß dieser Ast des Tripelpunktes aus geometrischen Gründen älter sein als der E' Ast (Biskaya), dessen Alter (Apt/Alb-Grenzbereich) besser bekannt ist. Das Spreading dürfte kurz nach Beginn der "magnetisch ruhigen Zone", etwa im Zeitraum Unter-/Mittel-Apt (rd. 110 mio. Jahre nach der Zeitskala von ODIN 1982) begonnen haben. Dabei ergeben sich mit Sicherheit auch zeitliche Unterschiede zwischen dem S' Teil (etwa Höhe Lissabon) und dem N' Teil (Galicia Bank). Der Altersunterschied zwischen dem S' Teil und dem N' Teil dieses Tripelpunkt-Astes kann jedoch aus verschiedenen Gründen (siehe unten) keine 15 mio. Jahre betragen haben, wie von SULLIVAN (1983) angenommen wurde.

In der Biskaya ist der Beginn des Spreading vor allem durch DSDP-Bohrungen (Leg 48) und durch seismische Untersuchungen (MONTADERT et al. 1979) besser bekannt. Für den W' Teil der Biskaya kann nach MONTADERT et al. (1979) etwa ein Oberapt/Unteralb-Alter (rd. 105 mio. Jahre) für die erste Produktion ozeanischer Kruste angenommen werden. Der Beginn des Spreading wird im weiteren Verlauf der Biskaya nach E immer jünger. Im Bereich des Basko-kantabrischen Beckens und in den Pyrenäen muß aufgrund markanter sedimentologischer, tektonischer und magmatischer Ereignisse etwa ein Mittel-/Oberalb-Alter (rd. 100 mio. Jahre) für den Zeitpunkt des initialen Spreading angenommen werden. Allerdings ist nicht sicher, ob in den Pyrenäen, vor allem den östlichen Pyrenäen, überhaupt noch ozeanische Kruste entstanden ist (siehe auch folgende Kapitel).

Im nördlichen Ast des Tripelpunktes, der in der ersten Öffnungsphase (Alb bis Campan) lediglich bis zur Charlie-Gibbs-Fracture-Zone im N' Nordatlantik reichte, konnte in

einer DSDP-Bohrung (Site 550) W' der Goban Spur das Auflager auf die ozeanische Kruste mit Oberem Alb (Vracon) datiert werden (De GRACIANSKY et al.1982). Damit ist zwar noch nicht das Alter der ozeanischen Kruste zweifelsfrei bestimmt, jedoch sollte kein größerer Zeitraum dazwischenliegen, da bei seismischen Korrelationen auch keine tieferliegenden Sedmente gefunden wurden. Im N' Teil dieses Tripelpunkt-Astes ist der Beginn des Spreading möglicherweise noch später erfolgt, wie sedimentologische Untersuchungen auf Orphan Knoll andeuten (RUFFMAN & VAN HINTE 1973, HART 1976).

Zusammenfassend läßt sich sagen: Das Spreading begann zwischen Neufundland und der iberischen Halbinsel etwa im Apt und setzte sich im Grenzbereich Apt/Alb in die W' Biskaya hinein fort. Der E' Teil der Biskaya dürfte sich etwa im Mittel-/Oberalb geöffnet haben. Der nördliche Spreading-Ast ist der jüngste Teil des Tripelpunktes. Er hat im S' Teil etwa ein Oberalb-Alter, im N' Teil möglicherweise sogar ein Untercenoman-Alter.

2.4. Paläopositionen der Iberischen Platte während der Rotation

Im folgenden werden drei Positionen der Iberischen Platte aus der Rotationsphase (Apt/Alb bis Unter-/Mittel-Campan), d.h. der Distensionsphase, rekonstruiert. Für die Rekonstruktion dieser drei Positionen wurden dieselben Annahmen gemacht.

1. Die Europäische Platte wurde fix gehalten, um den Biskaya-Pyrenäen-Bereich im Gesichtsfeld zu behalten. (Positionen mit fixgehaltenem Tripelpunkt siehe Kapitel 2.8.).
2. Der Biskaya-Ozean sowie die angrenzenden Schelfgebiete waren ursprünglich symmetrisch, d.h. die Subduktion hat

erst kurz vor oder nach dem Ende des Spreading im Biskaya-Ozean begonnen. Mit einem ursprünglich asymmetrischen Ozean ist nicht zu rechnen.

3. Es werden konstante Spreadingraten von Beginn des Spreading bis zum Ende des Spreading im Biskaya-Ozean angenommen. Für diese Annahme gibt es ebensowenig Argumente wie dagegen.

Die paläomagnetischen Daten, auf denen die Rekonstruktionen, auch die folgenden der Kompressionsphase, beruhen, wurden aus den Arbeiten von KRISTOFFERSEN (1978), SIBUET & RYAN (1979), MONTADERT et al. (1979), BOILLOT et al. (1980) und SULLIVAN (1983) zusammengestellt.

Die Lage der Magnetanomalien und der Kontinent/Ozean-Grenzen haben Toleranzen, die innerhalb von etwa 20 - 30 km liegen.

2.5. Paläopositionen der Iberischen Platte für Alb (Abb. 7) und Turon (Abb. 8)

Für die Zeit der magnetisch ruhigen Zone der Mittelkreide (Apt bis Santon) können keine Paläopositionen, basierend auf dem Magnetanomalien-Muster, rekonstruiert werden, weil die in dieser Zeit aufgetretenen Wechsel in der Polarität des Magnetfeldes zu kurzzeitig waren, um einen eindeutigen Trend auf der ozeanischen Kruste zu erzeugen. Um trotzdem angenäherte Positionen zu bekommen, wurden hypothetische "Alb-" und "Turon-Magnetanomalien" (oder Isochronen) rekonstruiert. Unter den oben genannten Annahmen wurde eine hypothetische "Tu-Anomalie" (Tu-Isochrone) (rd. 90 mio. J.) genau in die Mitte zwischen den Kontinent/Ozean-Grenzen und der gut bekannten Anomalie 34 gelegt. Die hypothetische "Alb-Anomalie" (Alb-Isochrone) wurde dadurch erreicht, daß die Strecke zwischen hypothetischer "Tu-Anomalie" und Kontinent/Ozean-Grenze nocheinmal gemittelt wurde.

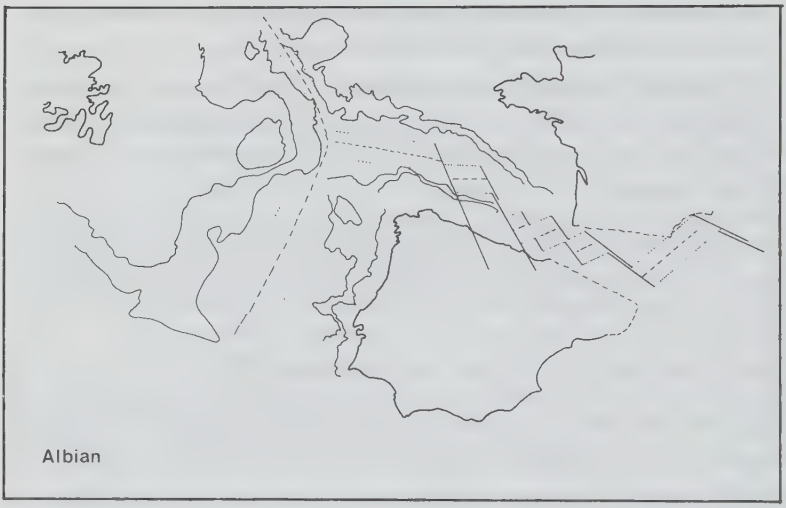


Abb. 7: Paläopositionskarte der Iberischen Platte im Alb

Im Biskaya-Ozean wurde dieses Verfahren lediglich auf der N' Hälfte angewendet und dann spiegelbildlich auf die S' Hälfte übertragen. Im S' Ast des Tripelpunktes konvergieren die hypothetischen Magnetanomalien deutlich nach N, in der Biskaya deutlich nach E.

Ein Hinweis, daß dieses rekonstruierte hypothetische Magnetanomalien-Muster zumindest für den Biskaya-Ozean in den Grundzügen richtig ist, ist in der Arbeit von WILLIAMS (1975) zu finden. WILLIAMS (1975) erhielt in der Biskaya auch zwischen der A-34 und der Kontinent/Ozean-Grenze in der an und für sich "magnetisch ruhigen Zone der Mittelkreide" einige sehr vage Magnetanomalien, die nach E zusammenlaufen bzw. nicht mehr identifiziert werden können. Diese vagen Magnetanomalien in der magnetisch ruhigen Zone könnten vielleicht auf die kurzzeitigen Umpolungen des Mag-

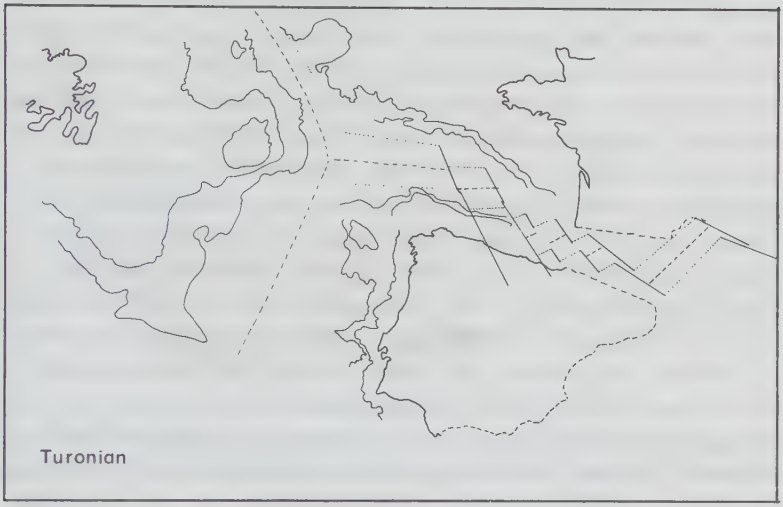


Abb. 8: Paläopositionskarte der Iberischen Platte im Turon

netfeldes in Cenoman und Turon zurückzuführen sein (vgl. KRUMSIEK 1981), deren Anomalien auf der ozeanischen Kruste normalerweise nicht oder nur schwer aufzulösen sind.

Die durch den Fit der hypothetischen Magnetanomalien erhaltenen Positionen sind natürlich mit erheblichen Unsicherheiten belastet, da eine Reihe von Annahmen gemacht wurden. Auch muß man sich vor Augen halten, daß die Kontinent/Ozean-Grenze keine Zeitlinie darstellt wie die A-34. Allerdings können hypothetische Magnetanomalien, die man etwa parallel der A-34 verlaufen läßt, aus geometrischen Gründen nicht zur Paßform gebracht werden, ein weiterer Hinweis darauf, daß das angegebene Verfahren in seinen Grundzügen wohl korrekt ist.

Die Interpretation von SULLIVAN (1983), der einen zweimaligen Wechsel in der Richtung der Spreading-Achsen annimmt,

zunächst parallel der Kontinent/Ozean-Grenze (von ihm als M_O-Anomalie interpretiert), dann etwa im Winkel von 45° dazu während der magnetisch ruhigen Zeit der Mittelkreide, und dann wieder etwa parallel zur Kontinent/Ozean-Grenze während A-34, ist nicht stichhaltig. Weder sind die vorgebrachten Argumente überzeugend, die sich aber auf die Ostküste Neufundlands beschränken, noch sind irgendwelche Hinweise vor der Westküste der Iberischen Halbinsel zu finden, wo symmetrische Verhältnisse angenommen werden müssen. Auch für die Biskaya, wo ein ähnliches Rücken-Transformstörungs-System angenommen wird wie vor der Ostküste Neufundlands, sind keine Hinweise für diese Theorie zu finden. Auch wurde in dieser Arbeit für die Position mit wechselnder Rücken-/Transformstörungsrichtung bzw. der Präspreading-Position die Galicia-Bank willkürlich nach S versetzt, obwohl dafür absolut keine Gründe vorhanden sind.

2.6. Die Paläoposition der Iberischen Platte zur Zeit der Magnetanomalie 34 (Unteres Untercampan, ungefähr 80 mio. J., Abb. 9)

Die "jüngeren" Autoren (KRISTOFFERSEN 1978, MONTADERT et al. 1979, BOILLOT 1981, GRIMAUD et al. 1982, DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982, CURNELLE et al. 1982) nehmen übereinstimmend an, daß lediglich die Anomalie 34 (Unteres Untercampan nach ALVAREZ et al. 1977, entspricht nach der Zeitskala von ODIN 1982 etwa 80 mio. J.) in die Biskaya hineinreicht. Da zwischen den beiden Anomalien 34 noch ein schmaler Streifen ozeanischer Kruste liegt, kann das Ende des Spreading auf etwa Mittleres Campan (rd. 75 mio. J.) datiert werden, gleichbleibende Spreading-Geschwindigkeiten vorausgesetzt. Es gibt bereits eine Rekonstruktion dieser Paläoposition von KRISTOFFERSEN (1978). KRISTOFFERSEN (1978) versuchte die gegenwärtige Konfiguration der Anomalien 34 auf der Nordamerikanischen Platte, der Europäischen Platte und der

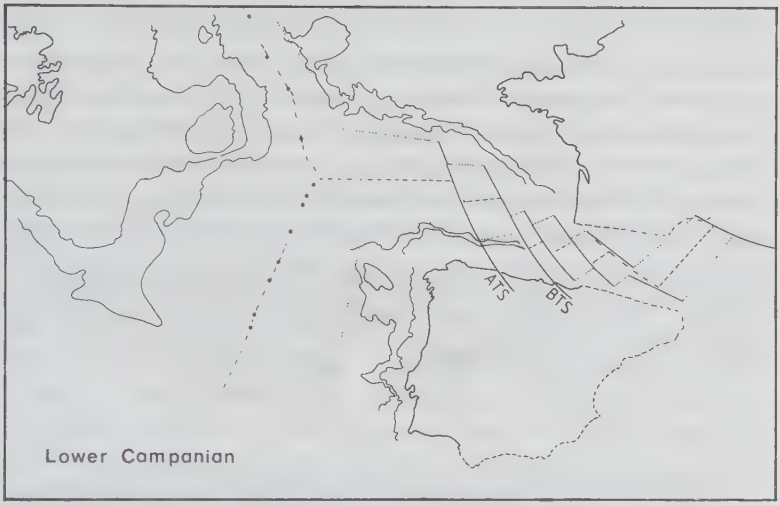


Abb. 9: Paläopositionskarte der Iberischen Platte im Unteren Untercampan

Iberischen Platte zu einem möglichst guten Fit zu bekommen, obwohl bereits WILLIAMS (1975) aufgrund der Asymmetrie des Magnetanomalien-Musters eine Subduktion von 120 km ozeanischer Kruste vor der nordspanischen Küste forderte, was wiederum KRISTOFFERSEN (1978) nicht berücksichtigte. Er erhielt dadurch einen Überlappungsbereich der heutigen Konfiguration von Spanien und Frankreich im Pyrenäen-Bereich, was angesichts der ohnehin stark komprimierten Kruste in den Pyrenäen ausgeschlossen werden kann. Für die neue Rekonstruktion (Abb. 9) wurde angenommen, daß der Biskaya-Ozean zumindest noch zu dieser Zeit symmetrisch war (siehe auch Kap. 3.1.) und die Schelfe noch nicht deformiert waren, d.h. daß noch keine Subduktionsprozesse stattgefunden hatten. Dazu wurde der Schelf verdoppelt (siehe Kap. 2.2.) und ca. 130 km ozeanische Kruste in der S' Hälfte des Bis-

kaya-Ozeans ergänzt. Die Iberische Platte muß dazu lediglich parallel der A-34 nach S verschoben werden.

In der so gewonnenen Position ist die Iberische Platte weit nach S gerückt. Im Pyrenäen-Bereich könnte ein Streifen ozeanischer Kruste entstanden sein, möglicherweise auch nur partiell in den Westpyrenäen. Allerdings ist durchaus auch stark ausgedünnte kontinentale Kruste, vergleichbar dem heutigen armorikanischen Schelf, vorstellbar.

Zur Zeit der Anomalie 34 wurde wohl (siehe auch nächste Kapitel) das maximale Abrücken der Iberischen von der Europäischen Platte erreicht.

2.7. Relative Bewegung der Iberischen Platte zur Europäischen Platte, Spreading-Zentren und Transform-/Transcurrent-Störungen

Aus den Paläopositionen der Wegdrift-Phase der Iberischen Platte läßt sich die Bewegungsrichtung der Iberischen Platte rekonstruieren. Aus der Bewegungsrichtung lassen sich die generellen Streichrichtungen der Spreading-Zentren bzw. der Transform-/Transcurrent-Störungen ableiten. Man kann davon ausgehen, daß die Spreading-Zentren ± senkrecht auf der Bewegungsrichtung stehen, die Transform-/Transcurrent-Störungen mehr oder weniger parallel der Bewegungsrichtung verlaufen. Daraus ergibt sich ein NW-SE verlaufendes Transform-/Transcurrent-Störungssystem bzw. NE-SW streichende Spreading-Zentren im Pyrenäen-Bereich und dem E' Biskaya-Ozean.

Zwei Hauptstörungssysteme, die Asturische und die Baskokantabrische Transcurrent-Störung, sehr wahrscheinlich die Fortsetzung von Transform-Störungen im Biskaya-Ozean, lassen sich onshore wie offshore aus sedimentologischen, strukturgeologisch-tektonischen sowie morphologischen Daten ableiten. Diese Störungssysteme wurden bereits von

LePICHON et al. (1971) erkannt und auch neuerdings von DEREGNAUCOURT & BOILLOT (1982) wieder bestätigt. Der weitere Verlauf des Rücken-/Transformstörungssystems in die Pyrenäen hinein ist dagegen unsicher, jedoch muß eine größere Transform-Störung E' des Basko-kantabrischen Beckens bzw. der Baskischen Massive gefordert werden, da der Biskaya-Ozean keine direkte Fortsetzung in die Pyrenäen hat, sondern blind im Parentis-Becken endet. Die Transcurrent-Störungen auf der Iberischen Platte waren während der Kreide Linksseiten-Verschiebungen, die allerdings in der Kompressionsphase durch rechtsseitige Bewegungen überprägt wurden. Der weitere Verlauf des Rücken-Transform-Störungs-Systems in den Pyrenäen ist dagegen rein hypothetisch, jedoch immer unter der Voraussetzung, daß die Spreading-Zentren ± senkrecht, die Transform-/Transcurrent-Störungen ± parallel zur Bewegungsrichtung stehen.

Die "Faille de Catalogne" oder "Segre-Linie" hätte dann die Streichrichtung eines Rückens, wie von der Plattenbewegung in diesem Teil der Iberischen Platte gefordert. Die heutige Konfiguration des Golf von Lion braucht nicht in Betracht gezogen werden, da diese Struktur alttertiären Alters ist und erst mit dem Abrücken der sardischen Platte (siehe Kapitel 5.) entstand. Als Folge der Rotation verlaufen die Transcurrent-Störungen auf der Iberischen Platte nicht linear, sondern müssen im Großen und Ganzen gebogen sein. Eine Möglichkeit, eine Biegung innerhalb eines größeren Störungssystems zu bekommen, sind einfache Versätze oder en echelon-Versätze (siehe Kapitel 7.3., wo diese Möglichkeiten genauer abgehandelt werden). Dabei können Intra-Schelf-Becken (Pull-apart- und Strike-slip-fault-Becken) entstehen.

Möglicherweise wurde das Rücken-Transform-Störung-System in den Pyrenäen in eine Reihe von einzelnen Spreading-Zentren aufgelöst, vergleichbar dem heutigen Golf von Kalifornien. Es braucht dabei kein durchgehender Streifen ozeanischer Kruste entstanden sein. Ein Vergleich der Pyrenäen

mit dem Golf von Kalifornien wurde bereits von CHOUKROUNE & MATTAUER (1978), allerdings unter anderen Grundvoraussetzungen, durchgeführt.

2.8. "Absolute" Plattenbewegungen der Nordamerikanischen Platte, Europäischen Platte und Iberischen Platte

Die bisherigen Paläopositionen zeigten aus zeichnerischen Gründen eine fixgehaltene Europäische Platte und eine driftende Nordamerikanische Platte und Europäische Platte, um den Biskaya-Pyrenäen-Bereich im Gesichtsfeld zu behalten. Jedoch ist es sinnvoll, den mittelozeanischen Rücken fix zu halten und die Platten wegdriften zu lassen, da sich die Konfiguration der mittelozeanischen Rücken im Verlauf des Spreading nicht wesentlich ändert. In diesem speziellen Fall kann sogar ein Tripelpunkt als Fixpunkt benutzt werden.

So lassen sich die "absoluten" Bewegungen der Platten rekonstruieren. Die Nordamerikanische Platte bewegt sich nordwestwärts, die Europäische Platte nordnordostwärts, die Iberische Platte zeigt dagegen eine komplizierte Bewegung. Die NW-Ecke der Iberischen Platte bewegt sich nach SE, während sich die NE-Ecke nach NE bewegt. Die rotationsähnliche Bewegung rührt von den unterschiedlichen Spreading-Raten innerhalb der einzelnen Spreading-Äste her. Auch innerhalb der einzelnen Spreading-Äste sind die Spreading-Raten von S nach N bzw. in der Biskaya von W nach E unterschiedlich.

Aus der Breite des Streifens ozeanischer Kruste zwischen der Kontinent/Ozean-Grenze und der Magnetanomalie 34 wurden die Spreading-Raten berechnet. Sie sind jedoch nicht ganz exakt, da die Kontinent/Ozean-Grenze diachron ist. Würde man dagegen von konstanten Spreading-Raten und sehr stark diachroner Kontinent/Ozean-Grenze ausgehen, so müßte

Tabelle 1: Kalkulierte "half-spreading"-Raten. Die "half-spreading"-Raten wurden berechnet aus der Strekke zwischen der K/O-Grenze und der A-34 jeweils für die unterschiedlichen Abschnitte des Tripelpunktes. Dabei wurden auch unterschiedliche Alter für die K/O-Grenze durchkalkuliert.

S' Tripelpunktast

S' Iberische Halbinsel (Höhe Lissabon)		Galicia Bank	
K/O-G.:	110 mio.J.: 1,4 cm/J.*	K/O-G.:	110 mio.J.: 1,1 cm/J.*
	105 mio.J.: 1,6 cm		105 mio.J.: 1,3 cm
	100 mio.J.: 2 cm		100 mio.J.: 1,6 cm

E' Tripelpunktast

Trevelyan (W' Biskaya)	
K/O-G.:	110 mio.J.: 0,5 cm*
	105 mio.J.: 0,6 cm*
	100 mio.J.: 0,7 cm

N' Tripelpunktast

Goban Spur (S' Teil)		Orphan Knoll (N' Teil)	
K/O-G.:	105 mio.J.: 0,4 cm	K/O-G.:	105 mio.J.: 0,3 cm
	100 mio.J.: 0,6 cm*		100 mio.J.: 0,4 cm
	95 mio.J.: 0,7 cm*		95 mio.J.: 0,6 cm/J.*

(110 mio.J. entsprechen nach der Zeitskale von ODIN (1982) ungefähr Unterapt, 105 mio.J. ungefähr Unteralb, 100 mio.J. ungefähr Mittel-/Oberalb und 95 mio.J. ungefähr der Alb-/Cenoman-Grenze).

Ein Stern an einem "half-spreading"-Wert markiert die wahrscheinlichste Spreadinggeschwindigkeit. Bei zwei Sternen liegt der favorisierte Wert irgendwo dazwischen.

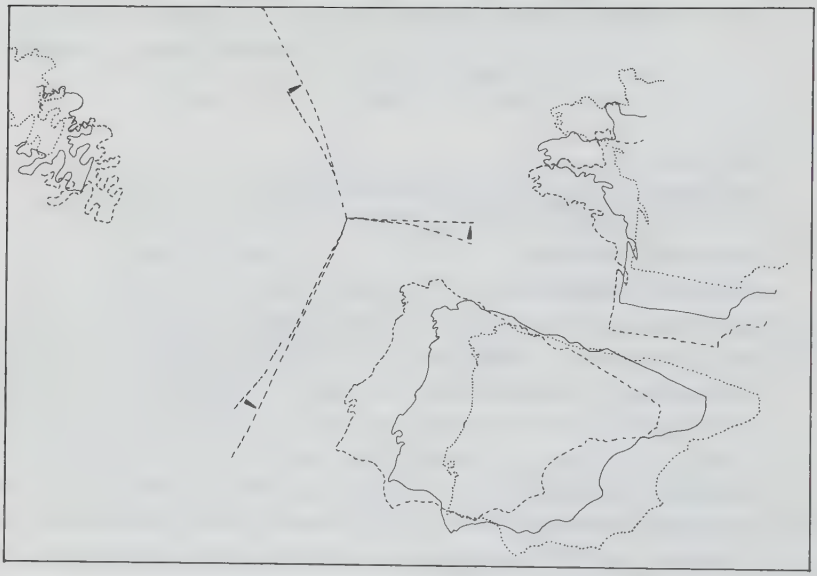


Abb. 10: "Absolute" Bewegungen der Iberischen, Nordamerikanischen und Europäischen Platte mit fixgehaltenem Tripelpunkt vom untersten Apt bis ins Untere Untercampan. Die einzelnen Äste des Tripelpunktes rotieren leicht.

das Spreading im Spreading-System zwischen Neufundland und der Iberischen Halbinsel im S ca. 15 mio. J. früher begonnen haben, was SULLIVAN (1983) annimmt. Da SULLIVAN (1983) die Kontinent/Ozean-Grenze als "M_o- oder J-Anomalie" interpretiert, diese Anomalie jedoch nur etwa 2 mio. J. dauert, ist seine Interpretation unsinnig. Würde man die Kontinent/Ozean-Grenze in dieser Weise interpretieren, wären die unterschiedlichen Spreading-Raten allerdings bewiesen.

Auch in der Biskaya konvergieren Kontinent/Ozean-Grenze und A-34, was wiederum unter Berücksichtigung der Diachro-

nie der Kontinent/Ozean-Grenze auch hier auf unterschiedliche Spreading-Raten zwischen der W' und der E' Biskaya hindeutet. Auf das nach E konvergierende, vage Magnetanomalien-Muster, publiziert von WILLIAMS (1975), wurde bereits hingewiesen. Gleiche Spreading-Raten im E' Teil der Biskaya wie im W' Teil wären auch aus geometrischen Gründen nicht möglich. Diese Annahme würde parallel der A-34 verlaufende Isochronen ergeben, die nicht zum Fit zu bringen sind, oder, nur die Isochronen in der Biskaya berücksichtigt, Überlappungen im Pyrenäen-Bereich verursachen würden.

Die Diachronie bzw. der Unterschied im Beginn des Spreading beträgt zwischen W' und E' Biskaya ca. 5 mio. Jahre. Dasselbe gilt wohl auch für den S' Spreading-Ast des Tripelpunktes. Weniger stark ausgeprägt ist die Konvergenz im nördlichen Spreading-Ast.

Innerhalb der drei Äste des Tripelpunktes sind die Konfigurationen der mittelozeanischen Rücken zur Zeit der Kontinent/Ozean-Grenzen und der A-34 nicht zur Deckung zu bringen. Die Anomalien 34 rotieren gegenüber den Kontinent/Ozean-Grenzen ein wenig. Der S' Spreading-Ast rotiert im Gegenuhrzeigersinn, ebenso der Spreading-Ast der Biskaya. Der N' Spreading-Ast rotiert dagegen im Uhrzeigersinn. Diese "Rotation" ist einerseits natürlich auf die diachronen Kontinent/Ozean-Grenzen zurückzuführen, andererseits aber ist eine deutliche "Begradigung" der späteren Hauptspreadingachse des Nordatlantik zu beobachten. Dieser Effekt der "Begradigung" der Hauptspreading-Achse setzt sich auch nach Ende des Spreading in der Biskaya in geringerem Maße fort.

3. SCHLIESSUNG BZW. PARTIELLE SCHLIESSUNG DES BISKAYA-PYRENÄEN-SYSTEMS

Paläopositionen während der Andriftphase der Iberischen Platte an die Europäische Platte sind natürlich nur schwer zu rekonstruieren, da nicht bekannt ist, wieviel zu welcher Zeit subduziert wurde. Deshalb wurden auch nur zwei Positionen angegeben, die mit hinreichender Genauigkeit noch rekonstruiert werden können.

3.1. Paläoposition zur Zeit von A-33 (Untermaastricht, rd. 70 mio. J.) (Abb. 11)

Wie schon im vorigen Kapitel ausgeführt, endet das Spreading im Biskaya-Ozean spätestens im Mittelcampan, d.h. A-33 (Untermaastricht nach ALVAREZ et al. 1977, entspricht ca. 70 mio Jahre nach der Zeitskala von ODIN 1982) erstreckt sich nicht mehr in die Biskaya. Etwa im Untercampan, in den Ostpyrenäen möglicherweise noch früher, beginnt in den Pyrenäen die Sedimentation grobklastischer Turbidite (DUBOIS & SEGUIN 1978). Weitverbreitet sind Hiati und Diskordanzen (VILLEMIN & RICOTEAU 1973), was auf Bewegungen des Untergrundes hindeutet. Im Basko-kantabrischen Becken setzen diese grobklastischen Turbidite etwa im Obercampan ein. BOILLOT et al. (1979) kommen aufgrund der Interpretation seismischer Profile vor der Le Danois-Bank zum Schluß, daß ab Campan Subduktionsvorgänge in diesem Bereich des nordspanischen Schelfes eingesetzt haben. Man kann aufgrund sedimentologischer und auch geometrischer Gründe davon ausgehen, daß im Osten die Subduktion früher eingesetzt hat, das bedeutet, daß in einem kurzen Zeitraum bereits die Subduktion eingesetzt hatte, während im Biskaya-Ozean noch ozeanische Kruste produziert wurde.

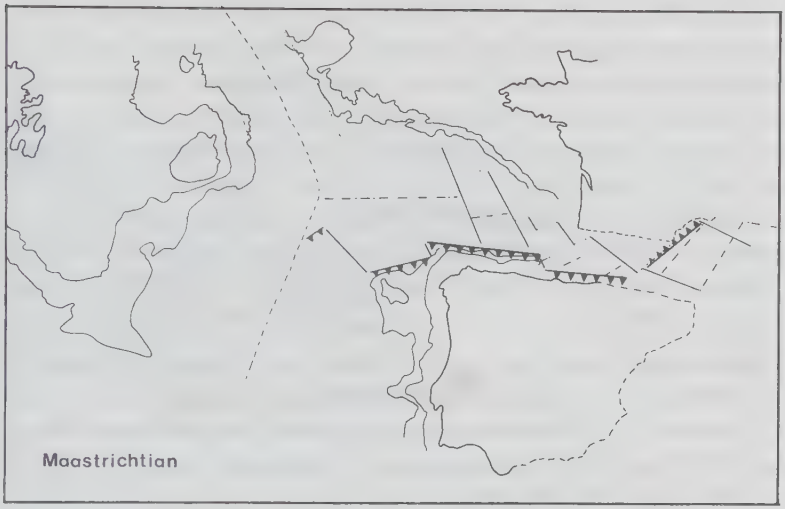


Abb. 11: Paläoposition der Iberischen Platte im Maastricht

KRISTOFFERSEN (1978) publizierte für diesen Zeitpunkt eine Paläoposition, in der die Iberische Platte und die Europäische Platte in ihrer heutigen Lage zueinander belassen wurden. Die Magnetanomalien der Iberischen Platte kommen dadurch in einem Abschnitt S' des Biskaya-Tripelpunktes auf der Nordamerikanischen Platte zu liegen und umgekehrt. BOILLOT (1981), CURNELLE et al. (1982) und GRIMAUD et al. (1982) versuchten, diesen Widerspruch zu berichtigen, indem sie die Iberische Platte entlang der Nordpyrenäen-Störung von der Europäischen Platte abrückten und die Magnetanomalien im Atlantik zu einer möglichst genauen Paßform brachten. Sie erhielten ein relativ weites Abrücken der Iberischen Platte von der Europäischen Platte. Dasselbe Verfahren wurde auch von OLIVET et al. (1982) angewendet mit dem gleichen Ergebnis.

Die Paläoposition im neuen Modell (Abb. 11) weicht nur unwesentlich von der von BOILLOT (1981), GRIMAUD et al. (1982)

und OLIVET et al. (1982) publizierten Positionen ab. Es muß davon ausgegangen werden, daß zwar noch keine nennenswerte Menge ozeanischer Kruste subduziert worden ist, die Schelfe jedoch bereits komprimiert waren. Dies folgt einerseits aus der Interpretation der seismischen Profile N' der Le Danois-Bank durch BOILLOT et al. (1979) und MALOD et al. (1982) und andererseits aus den geometrischen Zwängen des Magnetanomalien-Musters. Das Abrücken der Iberischen Platte ist daher etwas weiter als in den oben genannten Modellen.

Bemerkenswert ist die in allen Rekonstruktionen übereinstimmend relativ weite SE-Position der Iberischen Platte zu dieser Zeit, verglichen mit der heutigen Position. Dies macht in der Andriftphase eine NW-Bewegung erforderlich (siehe auch nächstes Kapitel).

3.2. Paläoposition zur Zeit A-17 (Grenzbereich Unter/Mitteleozän, ungef. 45 mio. J.) (Abb. 12)

Im Azoren-Biskaya-Rücken S' des ehemaligen Tripelpunktes sind alle Magnetanomalien bis zur A-18 deformiert, während die A-17 nahezu ungestört verläuft. Im Azoren-Biskaya-Rükken haben bis einschließlich der A-18 Subduktionsvorgänge stattgefunden (GRIMAUD et al. 1982). Dies legt den Schluß nahe, daß die NW-Drift der Iberischen Platte im Grenzbereich Unter/Mittel-Eozän im wesentlichen zum Stillstand kam und die heutige Konfiguration der Iberischen Platte und Europäischen Platte erreicht war. Zwar haben im Miozän nocheinmal kleinere Bewegungen der Iberischen Platte stattgefunden (vgl. GRIMAUD et al. 1982, CHOUKROUNE 1976), die jedoch keinen Einfluß mehr auf die relative Position der Iberischen Platte hatten.

Dieses aus den Magnetanomalien abgeleitete Datum, korrespondiert sehr gut mit den sedimentologischen und tektoni-

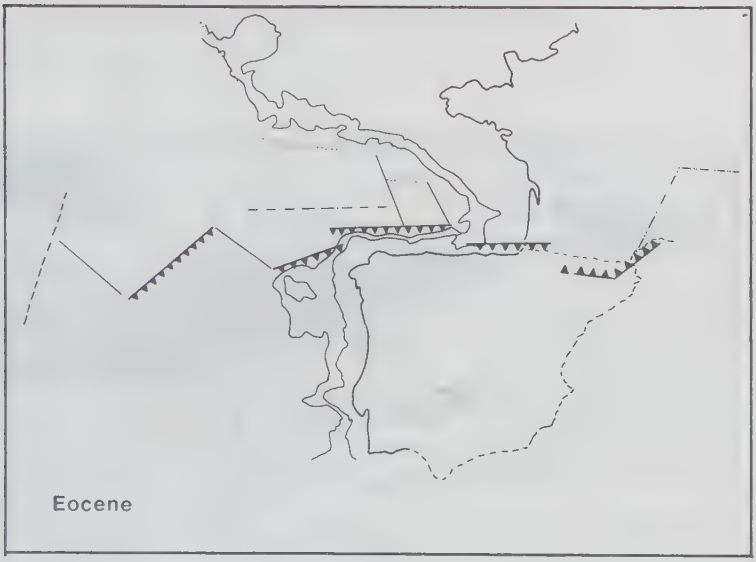


Abb. 12: Paläoposition der Iberischen Platte im Eozän.

schen Ereignissen in den Pyrenäen. In den Pyrenäen begannen im höheren Untereozän die Deckenbewegungen, die im Mitteleozän spätestens abgeschlossen waren.

Die A-17-Konfiguration bzw. die heutige Lage der Iberischen Platte zur Europäischen Platte kann nur durch eine NW-Drift der Iberischen Platte aus der Position des maximalen Abdriftens erreicht werden. Dies wird auch durch den Verlauf großer NW-SE streichender Störungssysteme impliziert, die die Subduktionszone mehrmals gegeneinander versetzen (siehe auch GRIMAUD et al. 1982, DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982). Möglicherweise wurden in dieser Phase auch alte, in der Zeit des Wegdriftens der Iberischen Platte entstandene NW-SE streichende Störungssysteme reaktiviert.

Der heutige E-W-Verlauf der Pyrenäen bzw. der Subduktionszone hängt mit den alten Plattenrändern zusammen und nicht mit der Einengungsrichtung.

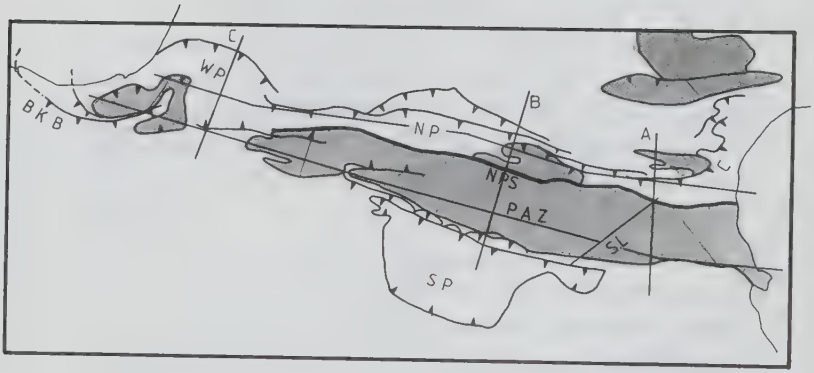


Abb. 13: Tektonische Übersichtskarte der Pyrenäen (verändert und ergänzt nach CHOUKROUNE (1976), mit der Lage der seismischen Profile (Abb. 14 und Abb. 17)
BKB = Basko-kantabrisches Becken
WP = Westpyrenäen
NP = Nordpyrenäen
SP = Südpyrenäen
NPS = Nordpyrenäenstörung
PAZ = Pyrenäische Axialzone
SL = Segre-Linie
C = Corbieres

4. PROBLEME DER SUBDUKTION IN DEN PYRENÄEN

Während am nordspanischen Schelf aufgrund der Krustenstruktur (BOILLOT et al. 1979, BOILLOT 1981, GRIMAUD et al. 1982, DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982), der Asymmetrie des Biskaya-Ozeans sowie der sedimentologischen und tektonischen Daten auf dem Schelf eine Subduktion definitiv nachgewiesen ist, war das für die Pyrenäen umstritten. LePICHON et al. (1971), CHOUKROUNE (1976) und in neuerer Zeit DAIGNIÈRES et al. (1981, 1982) nahmen große Lateralverschiebungen entlang der Nordpyrenäen-Störung an. Dabei soll es entlang dieser Störung zur Bildung von Becken gekommen sein, die dann im Eozän gefaltet wurden.

CHOUKROUNE & MATTAUER (1978) vergleichen die Pyrenäen mit dem Golf von Kalifornien und postulieren eine Reihe von pull-apart-Becken, die im Bereich dieser Störung entstanden sein sollen.

SOUQUET & MÉDIAVILA (1976) und SOUQUET et al. (1977) nehmen ein System intrakontinentaler Riftsysteme an, die durch Transformstörungen gegeneinander versetzt sind. BOILLOT (1978, 1981) und GRIMAUD et al. (1982) verlängern die Subduktionszone vor dem nordspanischen Schelf in die Pyrenäen hinein. Sie setzen einen schmalen Bereich ozeanischer Kruste voraus, der zwischen Campan und Eozän nach S subduziert wird. Die Nordpyrenäen-Störung stellt in diesen Modellen die Suturzone dar.

Eine Lateralstörung bzw. die postulierte Südsubduktion würde allerdings eine andere Krustenstruktur ergeben, als sie von CHOUKROUNE (1976), DAIGNIÈRES (1978), DAIGNIÈRES et al. (1981, 1982), basierend auf seismischen Quer- und Längsprofilen in den Pyrenäen, beobachtet wurden. Die seismischen N-S-Profile durch die Pyrenäen zeigen einen scharfen Sprung in der Tiefenlage der Moho, der sich in der Nordpyrenäen-Störung an die Oberfläche durchpaust (Abb. 14).

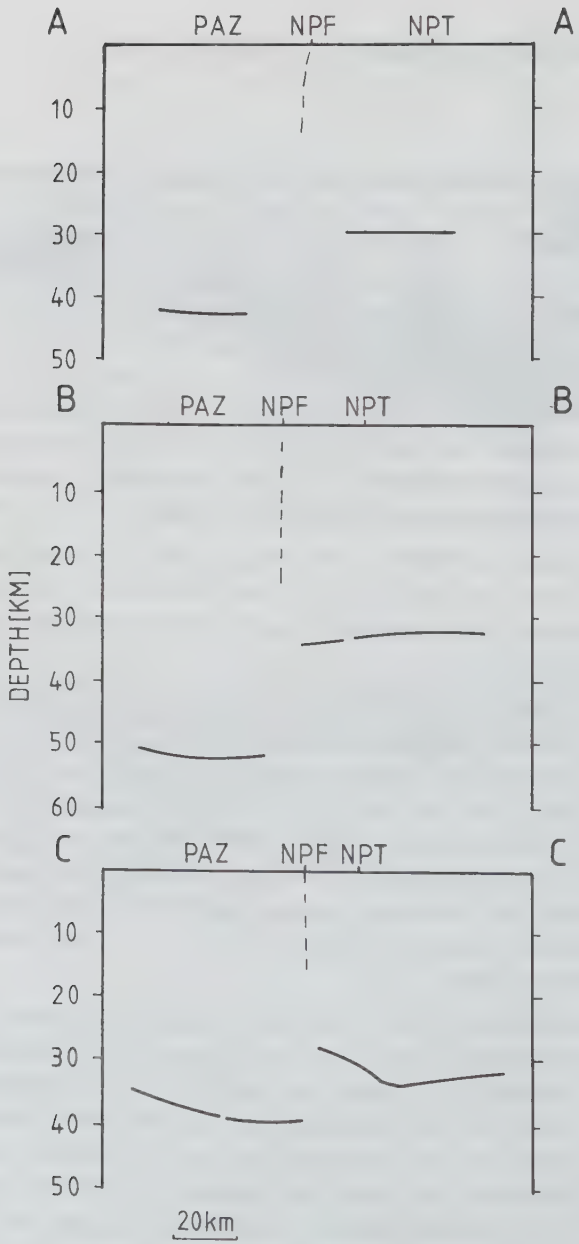


Abb. 14: Seismische Querprofile durch die Pyrenäen. Nach DAIGNIÈRES et al. (1981). Lage der Profile siehe Abb. 13.

N' der Nordpyrenäen-Störung ist die Kruste zwischen 25 und 30 km dick, S' davon zwischen 45 und 55 km dick. Der "Sprung" mußte ursprünglich noch viel mehr ausgeprägt gewesen sein, da S' der Nordpyrenäen-Störung das Erosionsniveau bereits bis in tiefere Stockwerke des Paläozoikums reicht, während N' davon mächtige meso-/känozoische Schichten ein sehr flaches Erosionsniveau repräsentieren.Diese Konfiguration ist das Resultat starker isostatischer Bewegungen. Die Nordpyrenäen-Störung wird daher als ausgeprägte Vertikalstörung interpretiert, die durch die Verdopplung der kontinentalen Kruste in der Pyrenäischen Axial-Zone entstanden ist und vermutlich im Miozän infolge transpressiver Rechtsseitenverschiebungen überkippte. Die Nordpyrenäen-Störung spaltet sich an mehreren Stellen in mehrere Störungen auf und kann mehr oder weniger stark nach N übergekippt sein bzw. auf meso-/känozoische Sedimente aufgeschoben sein (DUBOIS et al. 1982). Die Nordpyrenäen-Störung stellt ungefähr die N' Grenze der Iberischen Platte dar.

Auch in den Alpen und den Karpathen sind "Sprünge" in der Tiefenlage der Moho sehr intensiv ausgeprägt (MÜLLER 1980, BOCCALETTI et al. 1976). In den Alpen paust sich der

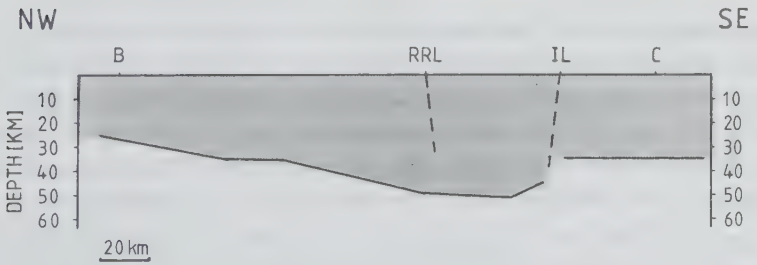


Abb. 15: Krustendicke der Alpen vom Rheingraben zur Po-Ebene. (Nach MÜLLER 1980).
B = Basel, RRL = Rhein-Rhone-Linie, IL = Insubrische Linie, C = Como.

Sprung in der Tiefenlage der Moho in der Insubrischen Linie, in den Karpathen in der Pieniny-Klippen-Zone an die Oberfläche durch. Allerdings ist die Subduktionsrichtung in den Alpen und den Karpathen im Gegensatz zu den Pyrenäen recht gut bekannt. Sie verlief in Richtung des dünneren Krustenteiles, was auch aufgrund theoretischer Überlegungen von REUTHER & GIESE (1978) gefordert werden muß.

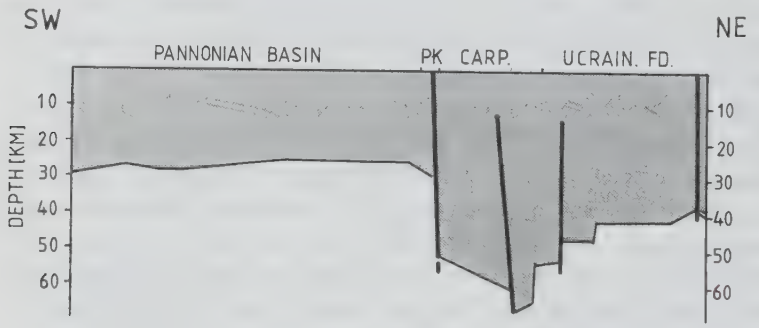


Abb. 16: Krustendicke von der Ukrainischen Vortiefe, durch die Karpathen, die Pieniny-Klippenzone zum Pannonischen Becken. (Nach BOCCALETTI et al. 1976).

Aus dem Vergleich mit den Alpen und den Karpathen sowie den theoretischen Überlegungen ergibt sich für den Pyrenäen-Bereich eine Subduktion nach N, was möglicherweise die vorhergehende Trennung der kontinentalen Lithosphärenplatten und einen schmalen Pyrenäen-Ozean voraussetzt. Eine ganze Reihe von Argumenten könnten diese Theorie unterstützen bzw. würden sich zwanglos einordnen lassen.

PETERSCHMITT (1971) stellte fest, daß das Maximum der Erdbeben-Aktivität im Bereich der Nordpyrenäen-Störung oder N' davon liegt. Dagegen sind die Pyrenäische Axial-Zone und die Südpyrenäen relativ ruhig.

Die Asymmetrie der Pyrenäen wird verständlich. Wie in anderen Orogenen (Alpen, Karpathen) befinden sich die größe-

ren Decken mit den weiteren Transportweiten in der der Subduktion abgewandten Richtung. In Subduktionsrichtung (Nordpyrenäen) bildeten sich nur kleinere Decken mit kürzeren Transportweiten.

Die im Bereich der Nordpyrenäen-Störung auftretende Hoch-Temperatur-Nieder-Druck-Metamorphose (CHOUKROUNE 1976) kann nicht mit der Subduktion, sondern muß mit der Öffnung des Pyrenäen-Ozeans bzw. der Dehnungsphase des Pyrenäen-Bereiches in Verbindung gebracht werden. Die radiometrischen Altersdatierungen von ALBARÈDE & MICHARD-VITRAC (1978) ergaben Mittel- bis Oberkreide für diese Metamorphose. Ähnliche Metamorphosen im Zusammenhang mit der Dehnungsphase kennt man aus dem Jura des Penninnikums in den Alpen. Sie wird hier auf die Öffnung des Penninnischen Ozeans in den Alpen zurückgeführt.

Das "Aufdringen" bzw. Aufquetschen von Ultrabasiten (Harzburgite, Lherzolite) im Bereich der Nordpyrenäen-Störung kann auf die Vertikalbewegung im Post-Eozän zurückgehen.

Ein Gegenargument, das aber möglicherweise nicht sehr hoch einzuschätzen ist, ist das Fehlen von ozeanischen Ophioliten. Allerdings ist völlig unklar, ob es bei der Schließung bzw. Subduktion kleiner Ozeane überhaupt zur Bildung von Ophiolit-Decken kommt.

Die Nord-Subduktion in den Zentralpyrenäen und Ostpyrenäen hat natürlich auch eine ganze Reihe gravierender Konsequenzen. In der Pyrenäischen Axial-Zone oder S' davon muß eine neue Suturzone gefunden werden. Die Wurzelzone der Decken in den Südpyrenäen, die Nogueras-Zone, könnte möglicherweise dieser Zone entsprechen. In der Nogueras-Zone gibt es auch Grundgebirgsdecken, die nicht mehr mit den Gravitationsdecken der übrigen Südpyrenäen verglichen werden können. Die E' Fortsetzung dieser Zone müßte in die "Faille de Catalogne" oder "Segre-Linie" hineinlaufen.

In den West-Pyrenäen muß ein "Flip", ein Wechsel in der Subduktionsrichtung, stattgefunden haben, da etwa im Bereich des Basko-kantabrischen Beckens noch eine Südsubduktion nachgewiesen wurde (DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982). Hinweise auf die genaue Position dieses Flip finden sich in den seismischen Profilen von DAIGNIÈRES et al. (1981, 1982), der Tiefenlage des Basement und in der Struktur der Westpyrenäen, die enorm kompliziert sind.

In den Westpyrenäen (Baskische Massive) sind die Decken im N wesentlich größer bzw. haben größere Überschiebungsweiten als die Decken im S. Die Deckenüberschiebungen in den Westpyrenäen sind wesentlich weiter als in den Zentralpyrenäen (LE POCHAT 1982a, FLAMAND & CURNELLE 1982), obwohl die Intensität der Kontinent/Kontinent-Kollision in den Westpyrenäen rapide abnimmt. Die Konfiguration der tektonischen Großstrukturen, wie sie in den Zentralpyrenäen vorkommt, mit Pyrenäischer Axial-Zone und N' davon gelegener Nordpyrenäen-Störung, ist in den Westpyrenäen genau umgekehrt. Dort liegt eine der Nordpyrenäen-Störung entsprechende Störung mit ähnlicher Metamorphose (Nappe de Marbres) S' des paläozoischen Cinco-Villas-Massiv.

Im seismischen Längsprofil durch die Südpyrenäen (Abb. 17B) zeigt sich im Bereich E' des Cinco Villas-Massiv ein weiterer Sprung in der Tiefenlage der Moho, der sich in "Transversales Basco-Landaises" nach SCHOEFFLER (1982) bzw. ungefähr der Estella-Dax-Zone von LOTZE (1955) an die Oberfläche durchpaust.

Das seismische Längsprofil N' des Hauptkammes (Abb. 17A) ergab im Westen dieser Querstörung einen kleineren Bereich mit geringfügig tieferliegender Moho, der weitere Verlauf ist dagegen unklar. SCHOEFFLER (1982) beobachtete beiderseits dieser Störung unterschiedlich tief liegendes Basement. Auf der spanischen Seite liegt das Basement W' dieser Zone um ca. 4000 m tiefer als E' davon. Im französischen Teil ist es genau umgekehrt. Dort liegt das Basement E' dieser Zone um ca. 5000 - 6000 m tiefer als W' davon.

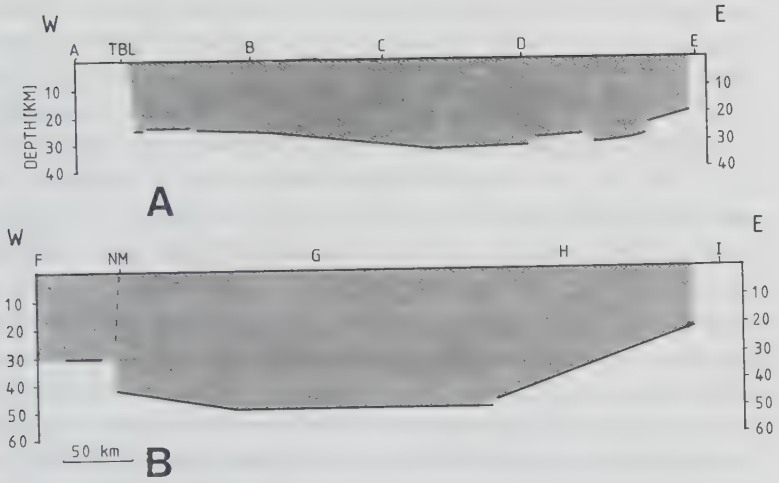


Abb. 17: Seismische Längsprofile durch die Nordpyrenäen (A) und die Südpyrenäen (B). Die Lage der Profile ist in der Übersichtskarte der Pyrenäen (Abb. 13) eingezeichnet. (Nach DAIGNIÈRES et al. 1981). PAZ = Pyrenäische Axialzone; NPF = Nordpyrenäen-Störung; NPT = Nordpyrenäen-Überschiebung; TBL = Transversales Basco-Lanaises; NM = Nappe de Marbres; (A-I: Lage der Schußpunkte nach DAIGNIÈRES et al. 1981)

Möglicherweise deutet die Kombination flachliegendes Basement/tiefliegende Moho bzw. tiefliegendes Basement/flachliegende Moho auf eine tiefe Lage der Moho W' dieser Zone hin, die in den seismischen Profilen von DAIGNIÈRES et al. (1981, 1982) offengeblieben war. Der Flip in der Subduktionsrichtung muß also E' dieser Zone im Bearnais stattgefunden haben. Dort ist die Kruste mit 25 km am dünnsten und zeigt eine Schwereanomalie (DAIGNIÈRES et al. 1981, 1982).

Das neue Modell soll nun mit den bisherigen Modellen verglichen werden. Das Modell von BOILLOT (1978, 1981) und GRIMAUD et al. (1982) wurde bereits angesprochen und als

mit den beobachteten Krustenstrukturen nicht vereinbar erkannt. Weiterhin ist im Modell von BOILLOT (1981) und GRIMAUD et al. (1982) die Ebro-Rand-Überschiebung in die Decken der Südpyrenäen verlängert. Die Ebro-Rand-Überschiegung ist lediglich eine z.T. überkippte miozäne Vertikal/Horizontal-Störung mit einer Sprunghöhe von über 5000 m und kann somit nicht mit den eozänen Gravitationsdecken der Südpyrenäen verglichen werden. Die allgemeine Vergenz im Basko-kantabrischen Becken ist nach Norden (z.B. Aitzgorri-Überschiebung, Zarauz-Klippe) gerichtet.

LePICHON et al. (1971), CHOUKROUNE (1976) und DAIGNIÈRES et al. (1981, 1982) gehen dagegen von einer großen Transversalstörung aus, die an der Nordpyrenäen-Störung entlang verläuft. Die E-W-Richtung dieser Störung ist mit der Bewegung der Iberischen Platte unvereinbar. Dem neuen Modell sehr nahe kommt die Vorstellung von CHOUKROUNE & MATTAUER (1978), die diese große Störung in einzelne pull-apart-Becken auflösen. Alle Modelle dieser Art bieten außerdem keine Erklärungsmöglichkeit für die Krustenstruktur der Pyrenäen und haben keinen ausreichenden Platz für die Dekken.

Das Modell von SOUQUET & MEDIAVILA (1976) bzw. SOUQUET et al. (1977) und PEYBERNÈS (1978) geht von NW-SE-streichenden Rift-Systemen und NE-SW-verlaufenden Transformstörungen aus, also genau umgekehrt wie im neuen Modell. Die Richtung der Rift-Systeme ist von der Bewegung der Iberischen Platte her, die wiederum durch die Magnetanomalien im Atlantik gut belegt ist, absolut unmöglich. Auch der Verlauf des Rifting vom Biskaya-Ozean in das Basko-kantabrische Becken hinein ist nicht belegt. Im SOUQUET-Modell wird von Kompressionsbewegungen im Alb ausgegangen, um die Metamorphose, kleinräumige Verfaltungen, Diskordanzen, Hiati, "Wildflysch" und vor allem Abschiebungen zu bekommen. Diese tektonischen Phänomene können besser mit Distensionsbewegungen erklärt werden (vgl. die seismischen Profile von MONTADERT et al. 1979 oder De GRACIANSKY et al. 1982). Die

Hoch-Temperatur/Nieder-Druck-Metamorphose ist für eine Kompressionsphase atypisch und ist daher wohl eher auf thermische Ereignisse während des Rifting/Spreading zurückzuführen. Ein weiterer Punkt, für den sowohl das SOQUET - Modell als auch die anderen oben erwähnten Modelle keine Lösung bieten, sind die Ostpyrenäen, wo z.B. im SOUQUET-Modell ein "weißer" Fleck eingezeichnet ist.

Die genaue Analyse des Flip wird allerdings durch den Übergang der Kontinent/Kontinent-Kollision in den Pyrenäen, in eine "Ozean/Kontinent"-Kollision in der Biskaya, erschwert. Bereits auf Höhe der Küstenlinie bei Biarritz hat die Intensität der Kontinent/Kontinent-Kollision stark abgenommen. In Höhe San Sebastián ist das gegenüberliegende Plateau von Landes nicht mehr deformiert (SOLER et al. 1981, DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982), während die Sedimente der baskischen Küste bereits die typischen Strukturen eines tektonischen Akkretionskeiles zeigen.

Der Flip der Subduktionsrichtung wurde bereits von ROEDER (1978) theoretisch vor allem für Kleinplatten-Rotationen ausgearbeitet.

5. PLATTENTEKTONISCHE KONSEQUENZEN FÜR DIE SARDISCHE PLATTE

Übereinstimmungen in der Fazies und in den Faunenprovinzen implizieren eine enge Verbindung von Sardinien, den Katalaniden und den östlichen Pyrenäen. Das Paläozoikum von Sardinien läßt sich gut an das Paläozoikum des Massiv Maures-Esterel anschließen. Übereinstimmung herrscht auch in der Vorstellung, daß die sardische Platte bis zum (?)Ende des Mesozoikums mit der iberischen Platte verbunden war und eine einheitliche Iberisch-sardische Platte bildete (BIJU-DUVAL et al. 1977, FRISCH 1979, RAT 1983). Generelle Übereinstimmung besteht auch in der ursprünglichen Position der sardischen Platte im Golf von Lion. Allerdings gibt es unterschiedliche Vorstellungen über die beste Paßform bzw. die genaue ursprüngliche Position (ALVAREZ 1972, WESTPHAL et al. 1976, ORSINI et al. 1979); auch der Rotationswinkel gegenüber der Europäischen Platte ist umstritten.

In allen früheren Modellen wird davon ausgegangen, daß die sardische Schelfkonfiguration (1000 m-Linie) eine möglichst gute Paßform mit der 1000 m-Linie im Golf von Lion bieten muß. Dies ist jedoch nicht notwendig, da die heutige Schelfkonfiguration des Golfes von Lion eozänen Alters ist und die sardische Platte mit Sicherheit bereits voreozäne Bewegungen hinter sich hat.

ALVAREZ (1972) geht von einer 50°-Rotation der sardischen Platte gegenüber der Europäischen Platte seit dem Miozän aus. Der Rotationswinkel ist abgeleitet aus dem Winkel zwischen "optimaler" Paßform und der heutigen Position.

WESTPHAL et al. (1976) nehmen eine 60°-Rotation gegenüber der Europäischen Platte seit dem Perm an. Dieser Winkel resultiert aus paläomagnetischen Werten, die an permischen Vulkaniten gewonnen wurden. ORSINI et al. (1979) gehen von einer SE-Translation der sardischen Platte entlang 150° im Prä-Oligozän aus und von einer folgenden 20-25°-Rotation

seit dem Oligozän, basierend auf paläomagnetischen Werten tertiärer Vulkanite.

Das neue Modell bestätigt die Theorien von WESTPHAL et al. (1976) und ORSINI et al. (1979). Danach würde die sardische Platte eine dreiphasige Bewegung seit dem Perm durchgemacht haben.

1. Eine Rotation zwischen 35 und 40° im Gegenuhrzeigersinn zusammen mit der Iberischen Platte bis etwa ins Campan.
2. Eine Translation um 120 km nach SE, die im Campan beginnt und im Eozän abgeschlossen sein könnte.
3. Eine Rotation im Gegenuhrzeigersinn um 20 - 25° in die heutige Position ab Oligozän.

Diese dreiphasige Bewegung würde allen paläomagnetischen Daten genügen. Die Translation nach SE ist unbedingt erforderlich, da ansonsten im Golf von Lion bzw. Massiv Maures-Estrel ab Campan starke Kompressionsbewegungen stattfinden müßten. Die heutige Konfiguration des Schelfes des Golfes von Lion (1000 m-Tiefenlinie) kann natürlich nicht zum Fit mit dem sardischen Schelf herangezogen werden, da sich die sardische Platte bei der Ausformung des Schelfes bereits auf der Translation nach SE befand.

Korsika kann nicht zum Iberisch-sardischen Kontinent gehört haben, wie verschiedene Autoren annahmen (z.B. ALVAREZ 1972, RAT 1983). Ein selbständiger Mikrokontinent Korsika nahmen auch WESTPHAL et al. (1976) und ORSINI et al. (1979) an.

Weitere Informationen zur Problematik "Sardische Platte" finden sich in den Arbeiten von CHABRIER & MASCLE (1975), ARTHAUD et al. (1981) und LETOUZEY et al. (1982).

6. DIE TEKTOGENESE DES BASKO-KANTABRISCHEN BECKENS

Zum Verständnis der Tektogenese des Basko-kantabrischen Beckens ist ein kurzer Abriß des tektonischen Baustils notwendig. Auch die benachbarten Struktureinheiten müssen kurz gestreift werden.

6.1. Abgrenzung der tektonischen Struktureinheit Basko-kantabrisches Becken

Das Basko-kantabrische Becken läßt sich nach E bzw. NE durch die Aichurri-Störung und ein System von Deckenüberschiebungen, die sich in die "Nappe de Marbres" (Marbres-Decke) fortsetzen, gegenüber den Baskischen Massiven abgrenzen. Im SE bildet die Estella-Dax-Linie ("Diapirquerzone Estella-Dax" nach LOTZE 1955, z.T. "Transversales Basco-Landaises" nach SCHOEFFLER 1982) die Grenze zum Pamplona-Becken. Im S enden die Aufschlüsse meist an der miozänen Ebro-Rand-Überschiebung. Im W bildet die Rio Miera-Flexur eine strukturelle Grenze zum asturisch-kantabrischen Block ("Santander-Block"), während im N der Graben von Cap Breton die Grenze bildet.

6.2. Großtektonischer Bau

a. Basko-kantabrisches Becken

Im N an der Küste ist noch die Südflanke einer Synkline erhalten, die großenteils auf dem Schelf liegen muß, die Deva-Synkline. Sie endet nach dieser Definition im E an der Aichurri-Störung. Die ursprünglich ebenfalls als Deva-Syn-

kline bezeichnete E' "Fortsetzung" wird hier als Zumaya-Synkline bezeichnet, da dieser Faziesraum ursprünglich weiter im N lag und mit der Deva-Synkline nicht direkt verbunden war (siehe auch Kap. 7.4c).

Anschließend an die Deva-Synkline nach S folgt die Arnó-Antikline (nach GARCÍA-MONDEJAR & PUJALTE 1982, Biskaya-antikline nach RAT 1983),die aber nach N abbiegt und ins Meer streicht. Im weiteren Verlauf nach S liegt das Biskaya-Synklinorium, das vor allem im Bereich des Muldenbodens stark in sich verfaltet und in der Nord-Biskaya-Störung

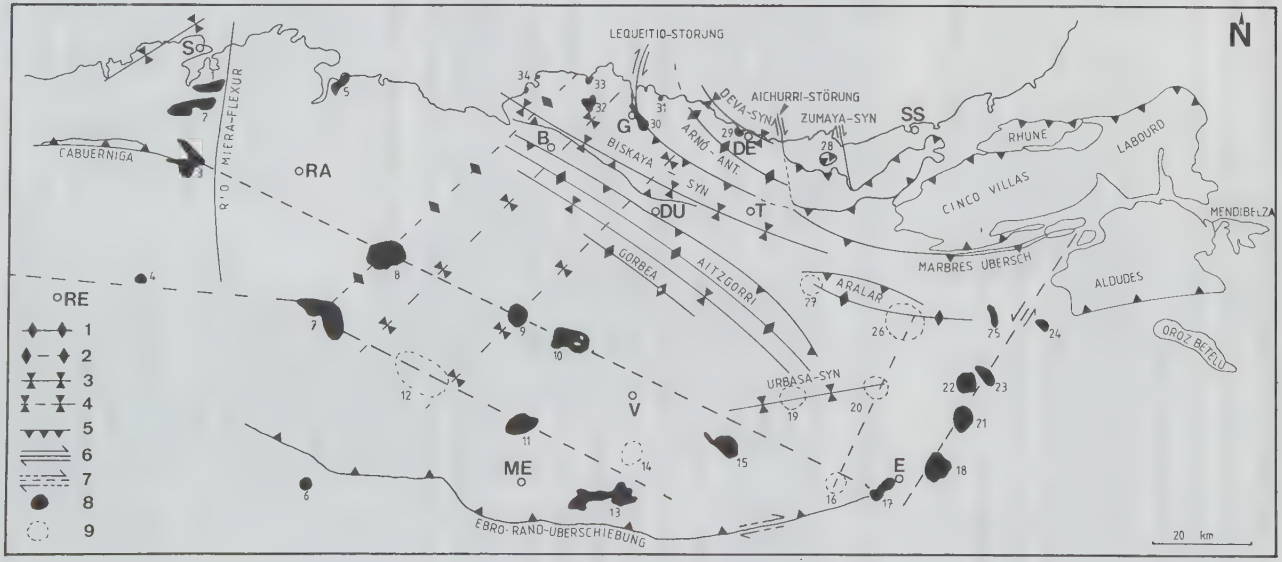
---

Abb. 18: Tektonische Karte des Basko-kantabrischen Beckens und der angrenzenden Gebiete. (Auf der Grundlage der geologischen Karte von MANGIN & RAT 1962).
Legende: 1. Sattel
2. Sattel vermutet oder Sattel mit weiter Amplitude
3. Mulde
4. Mulde vermutet oder Mulde mit weiter Amplitude
5. Überschiebung/Decke
6. Lateralverschiebung
7. Lateralverschiebung vermutet
8. Diapir
9. Diapir vermutet oder bedeckt mit jüngeren Sedimenten.

SE = Reinosa, RA = Ramales, S = Santander, ME = Miranda de Ebro, V = Vitoria, B = Bilbao, G = Guernica, DU = Durango, DE = Deva, T = Tolosa, E = Estella, SS = San Sebastián.

Diapire nachgewiesen oder vermutet bzw. Salzkissen

1. Santander
2. Santander
3. Cabuerniga
4. La Población
5. Ramales-Laredo
6. Poza de la Sal
7. Salinas de Rosío
8. Villasana de Mena
9. Orduña
10. Murguía
11. Salinas de Añana
12. Sobrón
13. Peñacerrada
14. Treviño
15. Maestu
16. Santa Cruz de Campezo
17. Estella
18. Alloz
19. Urbasa
20. Elejada
21. Salinas de Oro
22. Ulzurrún
23. Atondo
24. Olagüe
25. Echalecu
26. Aralar
27. Mutiloa
28. Zarauz
29. Motrico
30. Guernica
31. Sierra de Andía
32. Munguía
33. Baquío
34. Arminza


N
LEQUEITIO-STÖRUNG
AICHURRI-STÖRUNG
DEVA-SYN.
ZUMAYA-SYN
SS
S
R'O / MIERA-FLEXUR
CABUERNIGA
RA
G
B
BISKAYA SYN
ARMÓ - ANT.
DE
DU
T
RHUNE
LABOURD
CINCO VILLAS
MENDIBELZA
MARBRES ÜBERSCH
ALDUDES
OROZ BETELU
ARALAR
GORBEA
AITZGORRI
URBASA-SYN
RE
V
ME
E
EBRO-RAND-ÜBERSCHIEBUNG
20 km
1
2
3
4
5
6
7
8
9

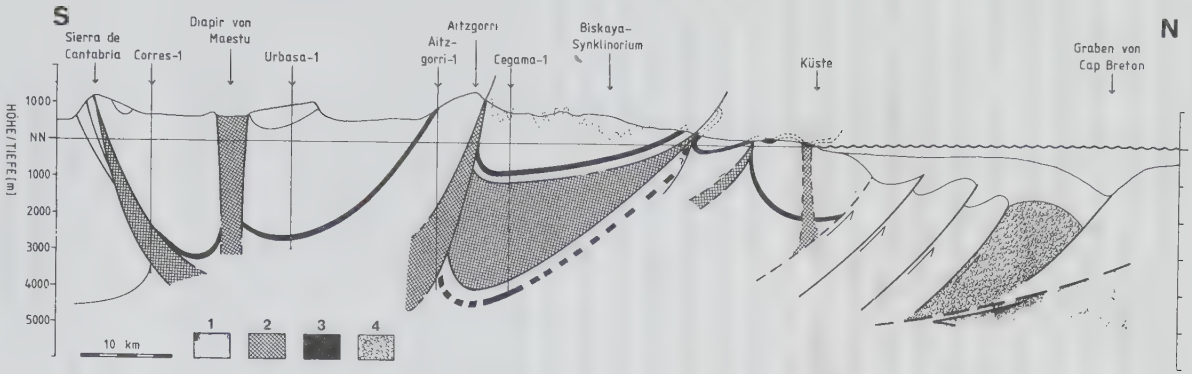


Abb. 19: Interpretiertes tektonisches Querprofil durch das Basko-kantabrische Becken. Zusammengestellt nach Angaben von FEUILLÉE (1967), RAMÍREZ DEL POZO (1971), RODRIGO & ALVAREZ (1972), MIR et al. (1971), HANISCH (1974), SOLER et al. (1981), den geologischen Karten von Spanien, 1 : 50000 und noch nicht publizierten Bohrungen. Legende: 1. Basement des Landes-Plateaus, 2. Salz, 3. "Urgon-Niveau" 4. Akkretionskeil.

auf die Arnó-Antikline aufgeschoben ist. Das Tertiär des Muldenbodens des Biskaya-Synklinoriums ist möglicherweise leicht nach S auf die Kreide aufgeschoben (LOTZE 1973). Aufgeschoben auf das Biskaya-Synklinorium mit unbekanntem Überschiebungsbetrag sind Aitzgorri- und Gorbea-Antikline, die eine z.T. abgerissene kleine Mulde zwischen sich einquetschen. Alle Faltenstrukturen sind, bis auf die Überschiebung des Muldenbodens des Biskaya-Synklinoriums, nordvergent und streichen NWW-SEE. In der Bohrung Cegama-1 in der Gegend von Mutiloa wurde eine Decke durchteuft (unpubl. Ber.). In parallel dazu geschossenen seismischen Profilen wurden dabei Überschiebungswerte von mehreren Kilometern nachgewiesen (vgl. Abb. 19). Eine eigenständige Struktur bildet die Sierra de Aralar im E' Teil des Beckens. Die Estella-Dax-Linie ist eine große Linksseitenverschiebung, an der aber auch große Vertikalbewegungen stattgefunden haben. Das Basement des Basko-kantabrischen Beckens liegt um etwa 4000 m tiefer als das Basement des Pamplona-Beckens (SCHOEFFLER 1982). Im Becken von Vitoria kann man noch einige kleinere NW-SE streichende Falten erkennen, die allerdings für die Großtektonik ohne Belang sind. In Richtung der Ebro-Randüberschiebung wird der Faltenbau wieder intensiver, allerdings südvergent (z.B. Gastiain-Antikline, LÖGTERS & VOORT 1968, SCHWENTKE 1983). Die Ebro-Randüberschiebung ist im wesentlichen jedoch eine Vertikalstörung, an der möglicherweise auch horizontale Bewegungen abgelaufen sind. Die Sprunghöhe beträgt bis zu 5000 m, die Überschiebungsweite nach S bis etwa 3 km (BRINKMANN & LÖGTERS 1967, 1968, RODRIGO & ALVAREZ 1973). Die N' Verfaltungen dürften im wesentlichen eozänen Alters sein, während die letzten Überschiebungen an der Ebro-Randüberschiebung miozänen Alters sind.

Ein kennzeichnendes Element des S' Basko-kantabrischen Bekkens (Pyrenäisches Vorland nach BRINKMANN & LÖGTERS 1967, 1968) sind die Diapirlinien. Sehr markant ist die "Südkantabrische Diapirlinie" (nach LOTZE 1955), die hier auch mit Villasana de Mena-Estella-Diapirlinie bezeichnet wird. An

ihr wurden große Abschiebungen nachgewiesen durch Kristallin oder Sedimentschollen (Muschelkalk und Buntsandstein), die stratigraphisch mehrere hundert Meter unter dem Salz gelegen haben (PFLUG 1967, KIND 1967, RAMÍREZ DEL POZO 1971, 1972, BLANK & WIEDMANN 1983). Eine zweite Diapirlinie findet sich S' davon, die Salinas de Rosío-Peñacerrada-Diapirlinie. Auf die Estella-Dax-Linie wurde bereits eingegangen. Eine weitere Diapirlinie, die allerdings nur durch Schwereminima angedeutet wird, verläuft W' und parallel zur Estella-Dax-Linie. Eine Diapirlinie läßt sich auch von einem Schwereminimum S' des Diapirs von Salinas de Rosío über die Diapire von Salinas de Rosío und Villasana de Mena zum Diapir von Baquío ziehen. Vermutlich hängt diese Diapirlinie mit einer Querfaltung zusammen, die NE-SW streicht. Die Querfaltung oder Achsenfaltung wurde vor allem anhand der unterschiedlichen Ausstrichbreiten der Sättel und Mulden bestimmt. Eine Reihe von Diapiren, die heute nicht oder nicht mehr an die Oberfläche kommen, können aber sedimentologisch oder faziell erschlossen werden. Sehr viele kleinere Diapire hängen mit den Störungen im Bereich der Ebro-Randüberschiebung zusammen.

Eine tektonische Ursache haben mit Sicherheit auch die Alkalimagmatite des N' Basko-kantabrischen Beckens (AZAMBRE & ROSSY 1978, CUEVAS et al. 1981). Sie zeigen nach NW hin stark "abnehmende" Tendenz und hören nach S, N und nach SE hin ganz auf, d.h. sie sind im wesentlichen auf das Biskaya-Synklinorium beschränkt. Lediglich im Bereich der E' Marbres-Decke im Kreuzungspunkt mit der Estella-Dax-Linie gibt es ein kleineres Vorkommen von Alkalimagmatiten und Lherzoliten (RAT 1983). Im Aichurri-Kalk (Turon) der Zumaya-Synkline wurden Aschenreste gefunden (FEUILLÉE 1967, Kap. 28.1.).

b. "Santander-Block"

Der "Santander-Block" wird von der Rio Miera-Flexur strukturell und faziell vom Basko-kantabrischen Becken abgegrenzt. Die Rio Miera-Flexur ist eine Zone, in der sich das relativ hochliegende Basement des "Santander-Blockes" in das relativ tiefliegende Basement des Basko-kantabrischen Beckens absenkt.

Im W steigt das Paläozoikum des Kantabrischen Gebirges auf. Eine Fortsetzung nach W, zumindest entlang der Küste zum Asturischen Kreidebecken, ist durch einzelne fleckenhafte Vorkommen zwischen beiden Becken dokumentiert. Im S greift das kontinentale Tertiär des Ebro-Beckens z.T. ohne Randüberschiebung auf die Kreide über. Ein bezeichnendes Element, das den "Santander-Block" in einen S' und in einen N' Teil trennt, ist der E-W streichende Las Caldas-Sattel oder Cabuerniga-Rücken (PUJALTE 1981). Im Las Caldas-Sattel ist, wie auch in anderen kleineren Schuppen weiter im N, Oberkarbon auf Mesozoikum (südvergent) aufgeschuppt. Während der Faltungsstil im S nur mäßig ist, herrscht im N intensiver E-W-streichender Schuppenbau vor. In der Nähe von Santander kommen auch NE-SW-streichende Sattel- und Mulden-Strukturen vor.

Der "Santander-Block" zeigt im Bereich des Cabuerniga-Rükkens in der Unterkreide eine starke, in der Oberkreide und dem Altertiär eine nur mäßige Subsidenz, die zu fast ausschließlichen flachmarinen Ablagerungen führte (RAT 1959 u.a.). Auch die Mächtigkeit ist mit ca. 3000 m Kreide- und Tertiärsedimenten wesentlich geringer als im Basko-kantabrischen Becken.

Im Bereich von Störungszonen kommt es auch hier zum Aufdringen von Keupersalz-Diapiren.

c. Baskische Massive

Die Baskischen Massive (BM) Abb. 18) lassen sich durch die Aichurri-Störung im W und die Marbres-Decke im S strukturell vom Basko-kantabrischen Becken abgrenzen.

Als Baskische Massive werden das nahezu ortsfeste Massiv von Oroz-Betelu im S, das Aldudes-Massiv im Zentrum, das weiter N' gelegene Cinco Villas-Massiv, das östlich gelegene Labourd-Massiv und das N' an das Cinco-Villas-Massiv anschließende Rhune-Massiv bezeichnet. Sie sind jeweils durch Störungen und/oder eingequetschte Sedimentsstreifen voneinander getrennt. Sie sind alle, mit Ausnahme des Oroz-Betelu-Massivs mehr oder weniger allochthon und überschieben meist allseitig umgebende Sedimente (vgl. LE POCHAT 1982a,b, FLAMAND & CURNELLE 1982). Der Hauptüberschiebungsbetrag ist allerdings nach N. Die Marbres-Decke könnte man streng genommen als eigenes kleines Massiv ausscheiden, da sie an der Basis Basementschollen führt (LOTZE 1973). Sie ist leicht metamorph und ist nach N auf nichtmetamorphe Oberkreide aufgeschuppt (LAMARE 1936). Zwischen Cinco-Villas-Massiv und Rhune-Massiv ist eine Oberkreide-Mulde eingequetscht (Vera-Sare-Mulde, LAMARE 1936, RICHTER 1965, FEUILLÉE 1967, CAMPOS 1979, LENGUIN 1980). Das Rhune-Massiv ist nach N auf Oberkreide aufgeschuppt. Cinco-Villas-Massiv und Labourd-Massiv werden lediglich durch eine Störungszone voneinander getrennt. Das Labourd-Massiv ist nahezu vollkommen allochthon (LE POCHAT 1982a). Auf dem Oberkreide-Flysch E der Aichurri-Störung, die nach S in die Mardres-Decke übergeht, liegen gravitativ aufgeglittene Deckenreste (HANISCH 1974).

Der Deformationsstil der Baskischen Massive nimmt von W nach E zu.

Die Massive sind meist von einem Rand von Triassedimenten umgeben, in denen die Decken- und Schuppentektonik stattgefunden hat. Die Baskischen Massive waren bis in das Untercenoman Inseln, wie z.T. direkt auf dem Kristallin aufsitzende Riffkarbonate und andere flachmarine Karbonate

zeigen. Im weiteren Verlauf des Cenoman und Turon sanken große Teile dieser Massive rasch ab, und es wurden pelagische Sedimente sedimentiert, in die sich Turbidite einschalten können. Allerdings behielten zumindest die Kerne der Baskischen Massive eine relative Hochposition bei, wie gelegentliches Slumping und größere Rutschmassen in der Oberkreide in der Zumaya-Synkline zeigen, die nur aus dem S stammen können (RICHTER 1965, MATHEY 1983).

7. TEKTOGENESE DES BASKO-KANTABRISCHEN BECKENS

7.1. Frühere Ansichten zur Tektogenese des Basko-kantabrischen Beckens

Der besondere Charakter des Basko-kantabrischen Beckens wurde bereits auch von anderen Autoren erkannt. LOTZE (1955) bezeichnete dieses Gebiet als "Sondergeosynklinale des Pyrenäentroges" oder als "Baskische Depression". Er führt die Tektogenese auf die "exzeptionelle geotektonische Position" im Schnittbereich zweier großer epirogenetischer Senkungszonen, der "westlichen Fortsetzung der Pyrenäengeosynklinale" und einer SW-NE streichenden "Iberischen Transversalsenke" zurück.

WIEDMANN (1960, 1962a, 1962b) lieferte erstmals brauchbare stratigraphische Daten und paläogeographische Karten. Er bezeichnete dieses Gebiet als "Vasko-gotisches Becken", jedoch ohne weitere tektogenetische Interpretation.

LePICHON et al. (1971), CHOUKROUNE (1976) sowie DEREGNAUCOURT & BOILLOT (1982) verlängern hier eine vermutliche Transformstörung in den Kontinent hinein.

SOUQUET & MEDIAVILLA (1976), SOUQUET et al. (1977), PEYBERNÈS (1978) und RAT (1983) führen dagegen das Rifting des Biskays-Pyrenäen-Rift-Transformstörungs-Systems durch das Basko-kantabrische Becken hindurch.

RAT (1982) u.a. französische Autoren bzw. ältere Arbeiten von RAT bezeichnen das Basko-kantabrische Becken auch als "Golfe tectonique". REITNER (1982), REITNER & WIEDMANN (1982) und WIEDMANN et al. (1983) sprechen das Basko-kantabrische Becken als Schelfbecken oder Schelfrandbecken des Biskaya-Ozeans an.

CHOUKROUNE & MATTAUER (1978) vergleichen die Nordpyrenäen-Störung mit dem Golf von Californien und seiner Fortsetzung nach N, der San Andreas-Störung. Sie lösen dieses Störungs-

system in eine Reihe von theoretischen Pull-apart-Becken auf, darunter vermutlich auch das Basko-kantabrische Bekken. Genauere Analysen geben diese Autoren jedoch nicht.

7.2. Tektogenetische Interpretation

7.2.1. Plattentektonische Voraussetzungen

a. Allgemeine Überlegungen

Wenn ein aktiver mittelozeanischer Rücken rechts- oder linksseitig versetzt ist, kommt es in der Störungszone, die die Enden der beiden mittelozeanischen Rücken miteinander verbindet, der Transformstörung, zu links- bzw. rechtsseitigen Lateralverschiebungen. Ist die Spreadinggeschwindigkeit in einem mittelozeanischen Rücken-System höher als im anderen oder ist das Einsetzen des Spreadings älter, setzt sich die Lateralverschiebung über den Bereich der Transformstörung hinaus fort und kann in die wegdriftenden Kontinente hineinlaufen. Diese Störungen werden als Transcurrentstörungen bezeichnet. Transcurrentstörungen müssen jedoch nicht unbedingt die Fortsetzungen von Transformstörungen sein. Sie können ihre Ursache auch im unterschiedlich schnellen Spreading innerhalb eines durchlaufenden Spreading-Systems haben, das dadurch kompensiert wird.

b. Spezielle Überlegungen

Zwei Transformstörungen lassen sich im Biskaya-Ozean vermutlich noch lokalisieren, die Asturische und die Basko-kantabrische Transformstörung (LePICHON et al. 1971, DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982, Abb. 20). Da im W' Biskaya-Ozean das Spreading früher einsetzte als im E' Teil und außerdem im W' Biskaya-Ozean die Spreadinggeschwindigkeit höher ist (Kap. 2.8.), ist die Voraussetzung für eine Verlängerung

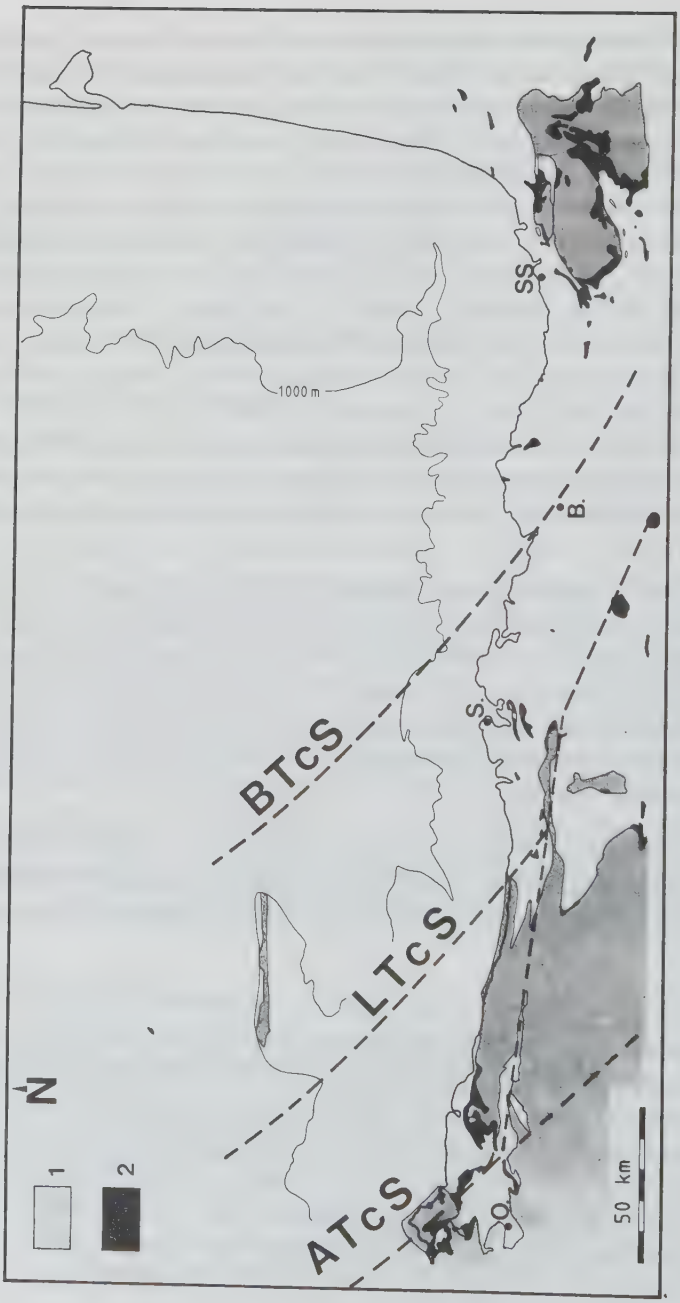
der Transformstörung in eine Transcurrentstörung gegeben. Die Verlängerung der Asturischen Transformstörung führt in den Aviles-Canyon hinein und von dort in ein System von Störungen, die das Kantabrische Gebirge durchqueren. Das Asturische Kreidebecken ist auf dieses Störungssystem zurückzuführen. Die Basko-kantabrische Transformstörung verlängert sich in die Basko-kantabrische Transcurrentstörung, die NE' am Le Danois-Block vorbei in das Biskaya-Synklinorium hinein verläuft. Eine weitere bisher namenlose Transcurrentstörung (Llanes-Transcurrentstörung) verlief SW des Le Danois-Blockes in die Iberische Platte hinein und von dort weiter in den Cabuerniga-Rücken (siehe Abb. 20). Eine weitere Transformstörung muß auch NE' des Baskischen Massive aus geometrischen Gründen angenommen werden. Auch sie könnte sich in eine Transcurrentstörung verlängert haben.

An den Transcurrentstörungen müssen aus geometrischen Gründen, die mittelozeanischen Rücken im Biskaya-Ozean sind rechtsseitig versetzt, linksseitige Bewegungen abgelaufen sein. Allerdings sind diese Störungen im Eozän und Miozän von rechtsseitigen Bewegungen überprägt worden (z.B. Ventaniella-Störung, DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982, siehe auch nächstes Kapitel).

Da die Iberische Platte eine rotierende Bewegung während der Wegdriftphase durchmachte, müssen die Transcurrentstörungen gebogen sein. Außerdem kommt in diesem Bereich des

---

Abb. 20: Karte des nordspanischen Schelfes mit den wichtigsten tektonischen Strukturen. Vereinfacht und ergänzt nach BRGM (1976)
ATcS = Asturische Transcurrentstörung
LTcS = Llanes-Transcurrentstörung
BTcS = Basko-kantabrische Transcurrentstörung
O. = Oviedo
B. = Bilbao
SS = San Sebastián
Legende: 1. Paläozoikum, 2. Trias
Das Weißgehaltene ist Jura und jünger.


1000 m
SS
B
S
BTcS
LTcS
ATcS
O
N
1
2
50 km

Kontinentalrandes der Iberischen Platte die "normale" Dehnung der Schlefe hinzu. Dies sind die Voraussetzungen für die Bildung von "strike-slip-fault"- und "oblique-slip-fault"-Becken, d.h. Bildung größerer Sedimentationsbecken im Bereich dieser Lateralverschiebungen.

7.2.2. Lateralverschiebungen während der Andrift der Iberischen Platte

Im Eozän entstanden durch die NW-Drift der Iberischen Platte große NW-SE-streichende Rechtsseitenverschiebungen, da die NW-Drift der Iberischen Platte im W nicht durch ein "Widerlager" (Pyrenäen-Bereich) wie im E gestoppt wurde. Auf der Iberischen Platte wurden die Schwächezonen der alten großen Linksseitenverschiebungen rechtsseitig überprägt. In den linksseitig verbogenen oder en echelon-versetzten Subsidenzbereichen der ehemaligen Linksseitenverschiebungen fanden nun intensive Einengungsbewegungen statt. Nur auf diese Weise sind die Faltungen in den früheren Subsidenz- und Sedimentationsbecken der Keltiberischen Ketten, der Sierra Demanda und der Sierra de los Cameros zu erklären. Auch die Basko-kantabrische Transcurrentstörung und die Asturische Transcurrentstörung sind rechtsseitig überprägt (DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982, Ventanella-Rechtsseitenverschiebung). Ein Teil der Überschiebungen und der Verfaltung des Basko-kantabrischen Beckens, z.B. Cabuerniga-Überschiebung, Aitzgorri-Überschiebung, Ebro-Randüberschiebung, sowie die "Querfaltung" des Basko-kantabrischen Beckens, sind mit großer Wahrscheinlichkeit auf diese rechtsseitige Überprägung der ursprünglichen Linksseitenverschiebung während der Kompression zurückzuführen.

Auf dem armorikanischen Schelf und N' der Pyrenäen entstanden neue große Rechtsseitenverschiebungen, z.B. die Nord-Aquitaine-Störung und die Landes-Plateau-Störung (GAILLARD

% MASSE 1980, DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982). Der Armorikanische Schelf ist durch die linksseitige Verbiegung der Landes-Plateau-Störung leicht deformiert (MONTADERT et al. 1979, DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982).

7.3. Theoretische Überlegungen zum Strike-slip fault-Becken

Große Lateralverschiebungen finden meist nicht nur in einer einzigen großen Störung statt. Die Lateralbewegung kann sich auf mehrere große Störungen verteilen oder sich in ein Netzwerk von vielen kleinen Störungen ("anastomosing") aufteilen. Die Störungszone kann bis zu einem bestimmten Grad gebogen oder "en echelon" versetzt sein, die Störungsfläche senkrecht oder schief stehen. Es kann zu Kompressionsprozessen (Transpression) oder zu Dehnungsprozessen (Transtension) im Bereich dieser Störungen kommen, die zur Bildung von Sedimentationsbecken führen können. Eine Zusammenstellung der verschiedenen Möglichkeiten im Bereich großer Lateralverschiebungen findet sich bei CROWELL (1974) und READING (1980).

Strike-slip fault-Becken sind im allgemeinen charakterisiert durch (1) sehr mächtige Sedimentfüllungen, die sehr rasch sedimentiert wurden, (2) lateral stark wechselnde Mächtigkeiten ("Sedimentkeile"), (3) Abtragung und Diskordanzen unmittelbar neben gleichaltrigen dicken Ablagerungen, (4) starker horizontaler Faziswechsel, (5) gleichzeitige Distension- und Kompressionsvorgänge innerhalb des gleichen tektonischen Bereiches, (6) keine oder geringe thermische Metamorphose und (7) kein oder geringer alkali-betonter Magmatismus, der sich auf Bereiche mit extremer Dehnung beschränkt. Fossile Becken können außerdem von einer transpressiven Tektonik verschuppt oder verfaltet sein.

Der Strike-slip fault-Zyklus: Transtension - Beckenfüllung - Transpression stellt eine Alternative zum Wilson-Zyklus (Rifting - Spreading - Subduktion - Kontinent-Kontinent-

Kollision) für die Evolution klassischer Geosynklinalen dar.

Zur Ausbildung eines Strike-slip fault-Beckens i.w.S. kommt es, wenn eine Linksseitenverschiebung linksseitig oder eine Rechtsseitenverschiebung rechtsseitig verbogen oder "en echelon" versetzt ist (Abb. 21). Ein "einfaches" Strike-slip fault- (oder Oblique-slip fault-) Becken kann im Umbiegebereich einer linksseitig verbogenen, senkrecht (oder schief) stehenden Linksseitenverschiebung bzw. einer rechtsseitig verbogenen senkrecht (oder schief) stehenden Rechtsseitenverschiebung entstehen. Dabei reichen Lateralbewegungen von wenigen Kilometern aus, um tiefe mehrere tausend Meter Sedimente aufnehmende Becken zu schaffen.

Eine linksseitig en echelon-versetzte Linksseitenverschiebung bzw. eine rechtsseitig en echelon-versetzte Rechtsseitenverschiebung kann sich mehr oder weniger überlappen. Im Überlappungsbereich kann es zur Ausbildung eines "modifizierten" Strike-slip fault-Beckens kommen, das als Pull-apart-Becken bezeichnet wird (BURCHFIEL & STEWART 1966, CROWELL 1974, READING 1980, RODGERS 1980, AYDIN & NUR 1982). Pull-apart-Becken können erhebliche laterale Ausdehnungen haben und beträchtliche Sedimentmengen beinhalten (z.B. Salton Trough in Südkalifornien: 200 km lang, 80 km breit, bis über 10000 m Sedimente).

CROWELL (1974) hat diesen Sedimentationsbecken-Typ eingehender untersucht und ein "Modell-Pull-apart-Becken" (Abb. 22) entwickelt, das sich jedoch weitgehend an die sedimentologischen, tektonischen und magmatischen Prozesse im Salton Trough in Südkalifornien anlehnt (CROWELL 1974: 197, Abb. 10). Die bei der Bildung eines Pull-apart-Beckens ablaufenden Lateralbewegungen wurden von RODGERS mathematisch berechnet. Er kam z.T. zu anderen Ergebnissen als CROWELL (1974).

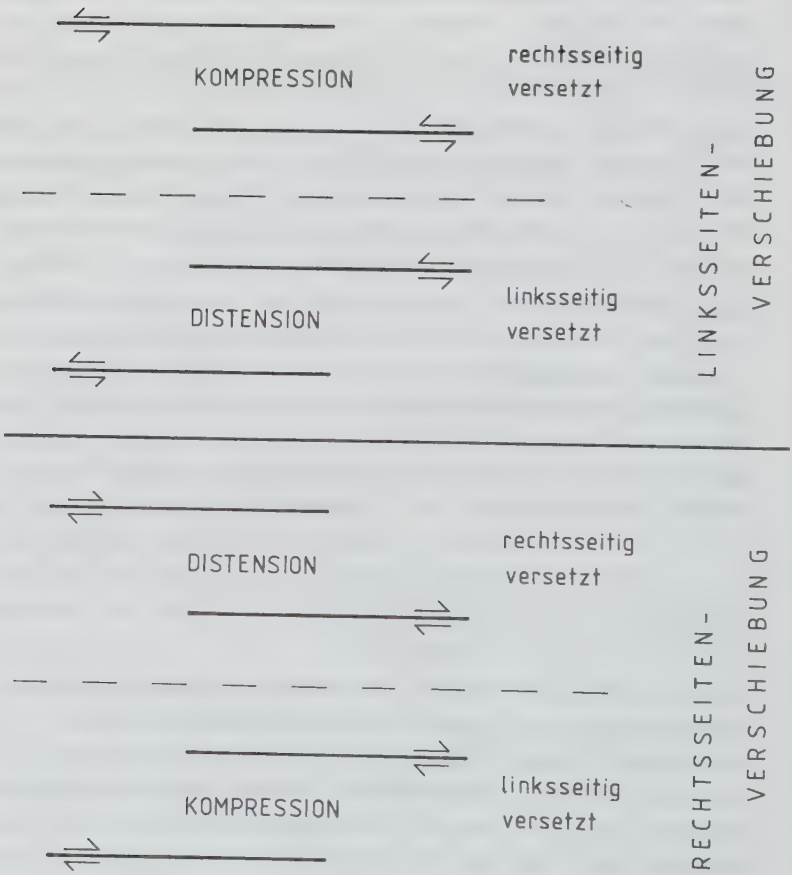


Abb. 21: Schematische Zeichnung zur Verdeutlichung von Distension (= Transtension) und Kompression (= Transpression) in en echelon versetzten Lateralverschiebungen

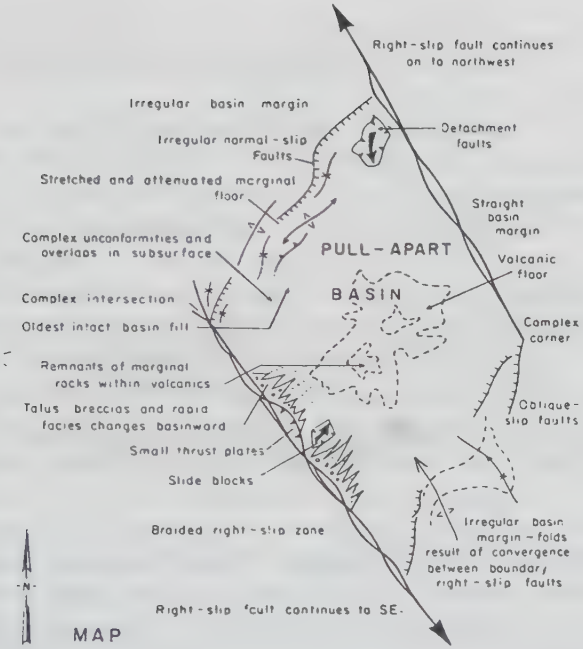


Abb. 22: "Modell-Pull-apart-Becken" (nach CROWELL 1974)

Die Lateralverschiebung muß sich nach RODGERS (1980) in viele kleinere, im spitzen bis rechten Winkel zur Hauptverschiebung verlaufende Nebenseitenverschiebungen aufteilen (Abb. 23). Die äußere Form und der Sedimentationsmechanismus bleibt jedoch auch im RODGERS-Modell im wesentlichen gleich. Die von RODGERS (1980) geforderten Nebenseitenverschiebungen lassen sich auch in den tektonischen Richtungen, wie sie CROWELL (1974) in seinem "Modell-Pull-apart-Becken" annahm, wiederfinden. Allerdings erhielt RODGERS (1980) bei größeren En echelon-Überlappungen auch im spitzen Winkel zur Bewegungsrichtung verlaufende Becken innerhalb des Pull-apart-Beckens. Eine Zusammenstellung über die Dimensionen und den Sedimentationsmechanismus bei Pull-apart-Becken findet sich auch bei AYDIN & NUR (1982) und MANN et al. (1983).

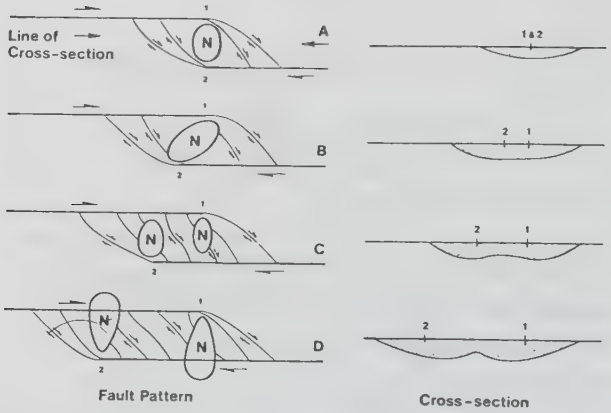


Abb. 23: Pull-apart-Becken und Lateralverschiebungen nach RODGERS (1980). (Ohne Maßstab)

Die von RODGERS (1980) berechneten Streichrichtungen der Nebenseitenverschiebungen bzw. der Beckenachsen sowie die von CROWELL (1974) beobachteten tektonischen, sedimentologischen und magmatischen Prozesse lassen sich in den Beckenachsen, der Basementhochs und der Diapirlinien sowie der Position der Sedimentliefergebiete und der Alkali-Magmatite des nördlichen Basko-kantabrischen Beckens wiederfinden. Daher lag eine Interpretation als Pull-apart-Becken nahe. Das mittlere und südliche Basko-kantabrische Becken zeigt Charakteristika eines Oblique-slip fault-Beckens.

7.4. Palinspastische Rekonstruktion (Abb. 24)

Bisher wurden paläogeographische Karten oder tektonische Analysen auf der Basis der topographischen Karten erstellt. Dies ist jedoch nicht sinnvoll, da das Basko-kantabrische Becken sehr stark komprimiert ist und z.T. Deckenüberschiebungen von ca. 10 km bekannt sind. Aufgrund unterschiedlich starker Einengung von W nach E können sogar Faziesräume nebeneinander zu liegen kommen, die ursprünglich weiter auseinander lagen und keine Verbindung untereinander hatten. Aus diesem Grund wurde eine palinspastische Karte entworfen, in der die Faltungen entzerrt, die Deckenüberschiebungen rückgängig gemacht und die relative Position einzelner Faziesräume, die durch unterschiedliche Kompression gegeneinander verschoben wurden, rekonstruiert sind. Da die Einengung nicht nur von S nach N zunimmt, sondern auch von W nach E, ist die Karte auch in sich verzerrt.

Die einzelnen Strukturelemente (Basement-Hochs und -Tiefs) wurden anhand von Faziesunterschieden, den Sedimentmächtigkeiten und den Sedimenttransportrichtungen rekonstruiert (vgl. PASCAL 1976, 1983).

Die palinspastische Karte diente danach als Grundlage für die paläogeographischen Karten und der tektonischen Interpretation.

a. Basko-kantabrisches Becken

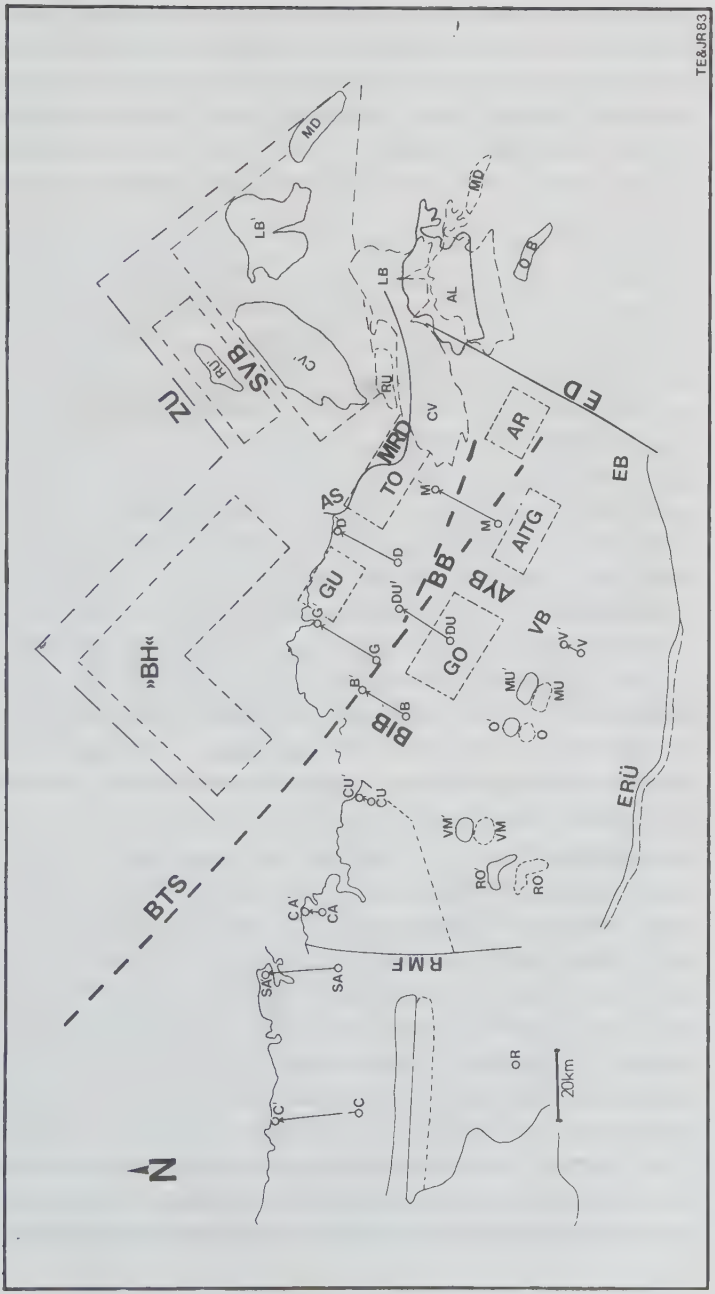
Als Bezugslinie für das "Ausglätten" bzw. die Entzerrung wurde die Ebro-Randüberschiebung benutzt, da sich S' davon keine größeren Falten mehr befinden und sich der Überschiebungsbetrag mit etwa 3 km relativ gut kalkulieren läßt (RODRIGO & ALVAREZ 1973). Weiter N' gelegene Bezugspunkte, wie die Städte Vitoria, Murguía und Villasana de Mena, müssen aufgrund des geringen Einengungsbetrages nur geringfügig nach NNE (Einengungsrichtung) verschoben werden.

Weitaus größere Probleme bereitet die nicht genau bekannte Überschiebungsweite der Aitzgorri-Überschiebung und die eben-

Abb. 24: Palinspastische Karte des Basko-kantabrischen Beckens und der angrenzenden Gebiete. "Minimalposition". Verwendete Abkürzungen:

AEP = Albéniz-Eguino-Plattform
AITG = Aitzgorri-Block
AL = Aldudes-Massiv
AS = Aichurri-Störung
AYB = Aramayona-Becken
B = Bilbao
BB = Biskaya-Becken
BH = Biskaya Hoch
BIB = Bilbao-Becken
BP = Biskaya-Plattform
BTS = Basko-kantabrische Transcurrentstörung
C = Comillas
CA = Cabo Ajo
CSB = Comillas-Suances-Plattform
CU = Castro-Urdiales
CV = Cinco Villas-Massiv
D = Deva
DE = Deva-Becken
DU = Durango
EB = Estalla-Becken
ED = Estella-Dax-Zone
ERÜ = Ebro-Randüberschiebung
FA = "Flysch ardoisier"
G = Guernica
GO = Gorbea-Block
GU = Guernica-Block
HB = Hermua-Becken
LB = Labourd-Massiv
LP = Landa-Plattform
M = Mutiloa
MAE-D = Maestu-Diapir
MD = Mendibelza-Massiv
MRD = Marbres-Decke
MK = Mendibelza-Konglomerate
MU = Murguía
MU-D = Murguía-Diapir
O = Orduna
OB = Oroz Betelu-Massiv
O-D = Orduna-Diapir
R = Reinosa
RMF = Rio Miera-Flexur
RO = Rosío
RU = Rhune-Massiv
SA = Santander
SOB = Sobrón
SVB = Sare-Vera-Becken
SVR = Sare-Vera-Riff
RO = Tolosa-Block
TR-D = Treviño-Diapir
ULZ = Ulzama-Becken
V = Vitoria
VB = Vitoria-Becken
VM = Villasana de Mena
VM-D = Villasana de Mena-Diapir
ZU = Zumaya-Becken

Diese Abkürzungen gelten auch für die Abb. 26.


TE&JR83
N
20km
»BH«
BTS
SVB
ZU
MD
LB
CV
RU
AL
ED
EB
MRD
TO
AS
AR
AITG
AVB
BB
VB
GU
GO
BIB
ERÜ
RMF
SA'
SA
C'
C
OR
CA'
CA
CU'
CU
VM'
VM
RO'
RO
MU'
MU
V'
V
DU'
DU
G'
G
B'
B
M'
M

falls nur schwer abzuschätzende Einengung des Biskaya-Synklinoriums. Eine Verdopplung der Strecke zwischen Aitzgorri-Überschiebung und der Küstenlinie muß jedoch mindestens angenommen werden. Das "Entzerren" muß jedoch unterschiedlich erfolgen, da der Deformationsstil nach E hin zunimmt. Eine bisher nicht berücksichtigte größere Lateralverschiebung ist die Aichurri-Störung. Die E' der Aichurri-Störung gelegene Oberkreide der "Deva-Synkline", hier als Zumaya-Synkline bezeichnet, muß aus einem weiter im N gelegenen Faziesraum stammen, da die E' der Aichurri-Störung auf dem Oberkreide-Flysch der Zumaya-Synkline liegenden Urgon-Decken sonst nicht unterzubringen sind. Diese Decken haben Mindest-Überschiebungsweiten von 4 km, wie HANISCH (1974) durch einen Urgon-Deckenrest (Klippe) auf dem Diapir von Zarauz nachwies. Berücksichtigt man die weiter im S gelegenen Decken mit, so kann von Transportweiten der Decken von über 10 km ausgegangen werden. Die Decken werden als gravitativ abgeglittene Teile des Sedimentpaketes des Tolosa-Blockes angesehen, der wiederum als E' Fortsetzung des Guernica-Blockes betrachtet werden kann. Die Deva-Synkline s.str. hat ihre Fortsetzung in der von der Marbres-Decke überschobenen Oberkreide. Die Basement-Reste an der Basis der Marbres-Decke (LOTZE 1973) entsprechen somit dem durch zunehmende Deformation auftauchenden Basement des Tolosa-Guernica-Blockes. Die Diskussion der Zumaya-Synkline erfolgt im Kap. 28.

Die Existenz eines N' und NW' des Basko-kantabrischen Beckens gelegenen "Biskaya-Hochs" (VOORT 1964) muß aus verschiedenen Gründen gefordert werden. Im Apt/Unteralb gibt es in der Deva-Synkline größere allochthone Blöcke von Urgon-Kalken, die aufgrund ihrer Slump-Falten und der Beckengeometrie nur von einer im Norden gelegenen Karbonatplattform stammen können. Bei Arminza, Saturrarán u.a. Stellen gibt es proximale Debris Flows (Innerfan-Bereich eines Turbidit-Fans) des Mittelalb, die ebenfalls von N/NW geschüttet wurden (VOORT 1964, BOESS 1983, WIEDMANN et al. 1983, BADILLO et al. 1983). Diese Debris Flows enthalten neben Quarz-, Lydit- u.a. Basementkomponenten, allerdings sehr viel seltener, kalkige Kom-

ponenten, die altersmäßig Apt bis Mittelalb (= zeitgleich mit den Konglomeraten) umfassen. Es handelt sich um flachmarine Plattformkarbonate sowie um ausgesprochene Riffkarbonate. In manchen Lagen finden sich auch in der Matrix schwimmende, isolierte Fossilien, die die Zeitgleichheit der Karbonate und der Konglomerate beweisen.

Die Verteilung der Schwermineralprovinzen (VOORT 1964) deutet darauf hin, daß auch der "Flysch noir de Deva" von N geschüttet wurde und somit zumindest ein Teil des Materials vom Biskaya-Hoch stammt. Lediglich im E der Deva-Synkline reicht eine "Zunge" einer Schwermineralprovinz vom Ebro-Hoch im S bis zur Deva-Synkline. Die Anordnung des Biskaya-Hochs ist rein hypothetisch, wurde aber den Hauptdehnungsachsen entsprechend konstruiert. Dabei muß sich eine distalere Position für die Konglomerate von Arminza ergeben, verglichen mit den proximaleren Konglomeraten von Saturrarán. Teile des Biskaya-Hochs waren in der Unterkreide mit Sicherheit Inseln, da man keine älteren mesozoischen Sedimente in den Konglomeraten findet als Apt-Sedimente. Die Konglomerate kann man vermutlich als Strand- oder als fluviatile Konglomerate ansprechen, bevor sie als Suspensionsstrom in die Tiefe transportiert wurden.

Eine weitere Evidenz für das Biskaya-Hoch bringt die offshore Bohrung Viscaya B-1 N' von Bilbao. Nach noch nicht publizierten Berichten des I.G.M.E. wurde dort geringmächtige Unterkreide (rd. 100 m) direkt auf Perm angetroffen. Darüber lagern (?) flachmarine Sedimente (Mergel und Kalkmergel) der Oberkreide. Das Biskaya-Hoch behielt auch in der Oberkreide eine relative Hochposition bei, worauf die sehr geringe Mächtigkeit der Oberkreide (rd. 370 m) und die Sedimenttransportrichtungen im Biskaya-Synklinorium hindeutet. So sind im Biskaya-Synklinorium die Obercampan- und Eozän-Turbidite in ein von NW nach SE geneigtes Becken eingeregelt.

Die Schwerekarte von BRINKMANN & LÖGTERS (1967: 11, Abb. 6) zeigt vor allem N' und NW' von Bilbao sehr hohe Schwerewerte (positive Bouger-Anomalien), während das übrige Basko-

kantabrische Becken z.T. sehr deutlich negative Bouguer-Anomalien aufweist. Dieser Befund weist auf die Existenz eines relativ schweren Basement-Blockes (Biskaya-Hoch) hin.

Die Schüttungsrichtungen der Konglomerate und Sandsteine aus N. bzw. NW veranlaßte VOORT (1964), ein in der heutigen Biskaya versunkenes, riesiges "Biskaya-Hoch" anzunehmen. Das hier angenommene Biskaya-Hoch besitzt kleinere Dimensionen und ist etwa mit dem Cinco Villas-Massiv vergleichbar. Das Cinco Villas-Massiv zeigt zudem eine ähnliche Subsidenzgeschichte.

Ein weiteres in gewisser Weise vergleichbares Beispiel ist der allerdings größere Le Danois-Block vor Asturien (BOILLOT et al. 1979).

b. "Santander-Block"

Der "Santander-Block" wurde bei der Rekonstruktion im Bereich zwischen Las Caldas-Sattel (oder Cabuerniga-Rücken) und der Küste um ca. das Doppelte (etwa 20 km) gedehnt, um die starke Verschuppung in diesem Bereich auszugleichen. Die "Dehnung" S' des Las Caldas-Sattel darf wegen der schwachen Faltung nur wenige Kilometer betragen.

c. Baskische Massive

Die heutige Anordnung der Baskischen Massive zueinander muß aufgrund des Deformationsstils in diesem Gebiet als zufällig angesehen werden. Das Oroz Betelu-Massiv im S kann als nahezu ortsfest betrachtet werden. Labourd-Massiv und Aldudes-Massiv können durch "einfache" Translation um allerdings unterschiedliche Beträge nach N in ihre ursprüngliche kretazische Position gebracht werden. Das Cinco Villas-Massiv und das Rhune-Massiv müssen dagegen im Gegenuhrzeigersinn in ihre ursprüngliche Richtung zurückrotiert werden. Eine andere Erklärungsmöglichkeit läßt der nach E zunehmende Deformationsstil nicht zu. Einen ungefähren WErt für die Rotation im Uhrzeigersinn aus der ursprünglichen Lage in die heutige Position während der Kompression im Eozän, geben die paläo-

magnetischen Polwerte des Cinco Villas-Massivs, die an permischen Vulkaniten gemessen wurden (VAN DER VOO & BOESENKOOL 1973). Nach diesen Daten muß man Cinco Villas-Massiv und Rhune-Massiv um ca. 30° gegenüber dem Ebro-Block rotieren.

Die Rotation von Cinco Villas- und Rhune-Massiv im Uhrzeigersinn während der Kompression ergibt nahezu "phäno-europäische" paläomagnetische Polwerte. Dies veranlaßte VAN DER VOO & BOESENKOLL (1973), die Baskischen Massive zur Europäischen Platte zu rechnen. Eine Zugehörigkeit der Baskischen Massive zur Europäischen Platte ist aber aus plattentektonischen Gründen (vgl. Abb. 19) sehr unwahrscheinlich. Eine vergleichbare Rotation eines ähnlich exponierten Blockes kennt man vom Asturischen Schelf im W des Basko-kantabischen Bekkens. Hier zeigt der Le Danois-Block, der zweifelsfrei zur Iberischen Platte gehört (N' davon liegt noch ozeanische Kruste), ebenfalls "phänoeuropäische" Polwerte (VANDENBERG 1980). Auch in diesem Fall kann der Deformationsstil bzw. der tektonische Baustil der angrenzenden Gebiete (vgl. BRGM 1976, DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982) nur durch eine Rotation dieses Le Danois-Blockes erklärt werden. Zwischen Rhune-Massiv und Cinco Villas-Massiv ist ein größerer Graben zu fordern, um für die sehr stark komprimierte Sare-Vera-Mulde Platz zu schaffen. Eine ungefähre Vorstellung von der Intensität der Deformation bzw. dem Verkürzungsfaktor der Kruste in den Baskischen Massiven erhält man aus den Arbeiten von LE POCHAT (1982a,b) und FLAMAND & CURNELLE (1982). Die Zumaya-Snykline (= östlicher Teil der "Deva-Synkline") muß ebenfalls um einige Zehnerkilometer nach N gerückt werden (im Verhältnis zur Deva-Synkline s.str.), um Platz für die Decken zu schaffen, die auf der Deva-Synkline liegen, bzw. um die enormen Einengungen der Marbres-Decke zu erklären. Dieser Sedimentationsraum kommt dann etwa W'/NW' des Rhune-Massives zu liegen. Die Grenze zwischen den Fazies-Räumen der Deva-Synkline und der Zumaya-Synkline liegt im Küstenprofil zwischen Deva und Zumaya zwischen den schwarzen Tonen des Alb ("Flysch noir de Deva") und den Aichurri-Kalken des Turon, im Gegensatz zur geologischen Karte 1:50000

(Blatt Eibar), die die Aichurri-Kalke zum Faziesraum der Deva-Synkline s.str. stellt.

Durch die translative Tektonik entlang der Aichurri-Störung kommen die Aichurri-Kalke im weiteren Verlauf der Aichurri-Störung nach S, neben immer älteren Sedimenten der Deva-Synkline, zu liegen. Weitere Hinweise für diese Translation der Zumaya-Synkline aus einem weiter im N gelegenen Faziesraum nach S ist in der tektonischen Struktur der Zumaya-Synkline zu sehen. Während die Schichten des Oberalbs in der Deva-Synkline etwa 110° streichen, beträgt die Streichrichtung der Aichurri-Kalke etwa 160-170°. Nur wenige Kilometer E' der Aichurri-Störung streicht die Zumaya-Mulde wieder mit etwa 120°. Der Bereich mit der "abweichenden" Streichrichtung ist somit als "Schleppfalte" großen Stils anzusehen. Etwas weiter E', zwischen Pasajes und Fuenterrabia streichen die Eozän-Turbidite dann etwa 50-60°, was als "Normal-streichrichtung der Zumaya-Synkline betrachtet werden kann, da die aus plattentektonischen Überlegungen abgeleitete Einengungsrichtung in diesem Bereich etwa SE-NW verlief (GRIMAUD et al. 1982, DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982). Ähnliche "Schleppfalten" kommen E' Guetaria (mit Überkippungen nach SE!), E' Zarauz und in kleinerem Ausmaß E' San Sebastián vor, immer an N-S verlaufende Störungen geknüpft, die die jeweils E' gelegenen Schollen nach S, also rechtsseitig, versetzen. Ein weiteres Argument für diese Argumentation sind die Schüttungen der Eozän-Turbidite, die sich immer signifikant in den Abschnitten ändern, die oben als "Schleppfalten" bezeichnet wurden. Im Abschnitt zwischen Zumaya und Guetaria (Streichrichtung 120-130°) sind ausgesprochene SE-E Richtungen des Sediment-Transportes erkennbar, während in dem nur wenige Kilometer E' gelegenen Bereich zwischen Orio und San Sebastián eine N-NW-Richtung vorherrscht, wie auch in den anderen 50-60° streichenden Abschnitten. Dies aber bedeutet, daß das "einfache" Zurückkippen der Schichten, wie es z.B. von VAN VLIET (1978) durchgeführt wurde, zu falschen Schüttungsrichtungen geführt hat. Speziell in diesem Fall wurden aus dem S kommende Fan-Systeme angenommen, für die es

aber paläogeographisch keine Hinweise gibt. Auch HANISCH (1974) weist explizit darauf hin, daß die Rekonstruktion der Schüttungsrichtung durch "einfaches" Zurückkippen der Schichten ohne Berücksichtigung der Lokaltektonik zu falschen Ergebnissen führen muß. Die vielen Rechtsseitenverschiebungen in der Zumaya-Synkline sind als weitere Indizien für die Rotation der Baskischen Massive bzw. die weite S-Translation der Baskischen Massive zu betrachten.

In der Zumaya-Synkline kam es im Maastricht zum Aufdringen und Durchbrechen eines "Tiefsee-Diapirs", der die lokale Sedimentation und den Sedimenttransport stark beeinflußte (HANISCH 1974, 1978, HANISCH & PFLUG 1975).

Diese palinspastische Entzerrung stellt die "Minimal"-Position dar. Sie wurde den paläogeographischen Karten zugrundegelegt. In einer Arbeit, die mir erst vor kurzem zugänglich wurde (SOLER et al. 1981), fanden sich Hinweise auf eine zweite große Störung, vergleichbar der Aichurri-Störung, die Lequeitio-Störung (SOLER et al. 1981), die nach S bzw. SE in eine große Überschiebung übergeht (Nord-Biskaya-Überschiebung). Es wird daher noch ein Kapitel, das diese Überschiebung berücksichtigt, eingeschoben. In den Kapiteln Deva- und Zumaya-Synkline wird diese zweite "Maximal"-Position favorisiert.

7.5. Tektonische Analyse (Abb. 25)

Die tektonische Interpretation wurde auf der Basis der palinspastischen Karte durchgeführt (Abb. 24).

Das Basko-kantabrische Becken wird von drei großen Lateralverschiebungen, der Asturischen, der Llanes- und der Basko-kantabrischen Transcurrentstörung, maßgeblich beeinflußt.

Die Basko-kantabrische Transcurrentstörung teilte sich vermutlich bereits vor der heutigen Küste in einen en echelon versetzten nördlichen Ast, der nördlich und etwa parallel

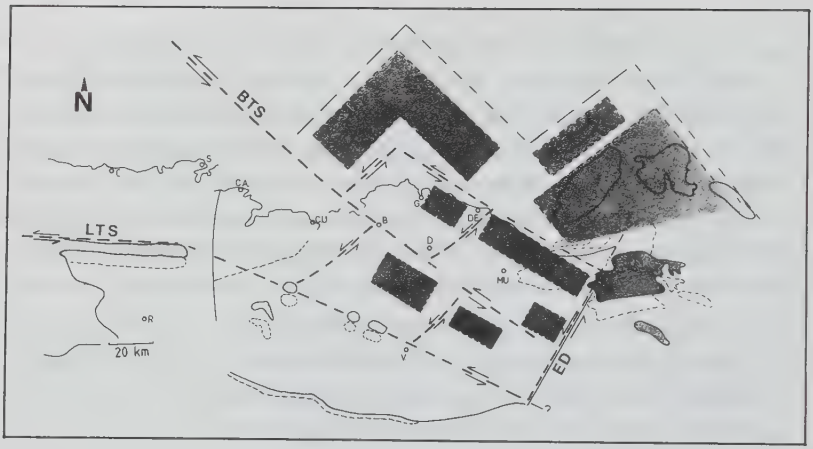


Abb. 25: Interpretation der tektonischen Strukturen während der Kreide. Bezeichnung der einzelnen Basementhochs siehe unter Abb. 24. Basementhochs sind dunkel herausgehoben.

der heutigen Küstenlinie in die Aichurri-Störung und in die Überschiebungszone der Marbres-Decke verlief, um dann auf die Estella-Dax-Linie zu treffen. Der südliche Ast verlief etwa südlich von Bilbao und nördlich am Gorbea- und Aitzgorri-Block entlang. Die Störungszone wird etwa von der eozän überprägten Aitzgorri-Überschiebung markiert, verlief etwa nördlich von Alsasua in den Otzaurte-Mulden weiter nach SE und traf dann etwa in Höhe der Diapire von Ollo und Alloz auf die Estella-Dax-Linie. Nebenseitenverschiebungen verliefen durch das Biskaya-Becken, das Aramayona-Becken und quer durch den Aitzgorri-Block, der dadurch in den Aitzgorri-Block s.str. und das Elguea-Hoch unterteilt wird. Die Interpretation als Pull-apart-Becken wird unterstützt durch die Anordnung der Sedimentliefergebiete, die N' dem nördlichen Störungsast und S' vom südlichen Störungsast postuliert werden müssen (siehe CROWELL 1974: 197, Abb. 22). Der Aitzgorri-Block war mit Sicherheit ein relatives Hochgebiet und/oder Sedimentliefergebiet seit dem Apt bis weit in die Oberkreide

hinein, mindestens bis Coniac. Dies kann zwar nur definitiv für das S' des Aitzgorri-Blockes gelegene Vitoria-Becken nachgewiesen werden, da der ehemalige Nordrand des Aitzgorri-Blockes durch die Aitzgorri-Überschiebung überprägt wurde und nicht mehr erhalten ist.

So nehmen die Mächtigkeiten des Oberalb, des Cenoman, Turon und Coniac im Vitoria-Becken auf den Aitzgorri-Block hin stark ab (vgl. auch FEUILLÉE 1967). In diesem Zeitraum kann die Sedimentmenge bis über 90 % aus Kalkturbiditen bestehen, die von Karbonatplattformen im Bereich des Aitzgorri-Blockes, die heute nicht mehr erhalten sind, stammen müssen. Auch im Biskaya-Synklinorium können meist feinkörnige Kalkturbidite einen hohen Anteil der Sedimentmenge zwischen den Vulkaniten einnehmen. Für diese Kalkturbidite bietet sich ebenfalls der Aitzgorri-Block als Liefergebiet an.

Die Existenz eines Basement-Blockes N' des nördlichen Astes (Biskaya-Hoch) darf als gesichert gelten. Dafür sprechen von Norden kommende Olistolithe und Slumpingstrukturen, sowie zur Küste tendenziell ansteigende Bouguer-Werte (positive Werte!) (BRINKMANN & LÖGTERS 1968) im Gegensatz zu stark negativen Werten im mittleren und südlichen Basko-kantabrischen Becken. Das Biskaya-Hoch war Sedimentliefergebiet bis mindestens ins Oberalb, belegt durch Grundgebirgsschutt, und behielt auch in der Oberkreide eine relative Hochposition (vgl. auch BOESS 1983). Dies zeigt vor allem die sehr geringe Oberkreidemächtigkeit (rd. 370 m) und das wahrscheinlich flachmarine Environment in der Bohrung Viscaya B-1 N' von Bilbao. Die Flanken zum Deva-Becken waren vermutlich sehr steil, wie die allochthonen Urgon-Blöcke im Apt und Unteralb sowie die proximalen Debris Flows im Oberalb zeigen.

Die Dehnung im Pull-apart-Becken des N' basko-kantabrischen Beckens ging bereits so weit, daß, vergleichbar dem "Modell-Pull-apart-Becken" von CROWELL (1974), alkaline Magmen im Zentrum des Beckens in- und extrudierten (AZAMBRE & ROSSY 1978, CUEVAS et al. 1981).

An der Estella-Dax-Linie wurden von SCHOEFFLER (1982) Abschiebungen mit großen Sprunghöhen in Richtung Basko-kantabrisches Becken nachgewiesen. Im Bereich des Diapir von Alloz wies KIND (1967) nach, daß der Diapir bereits im Alb durchgebrochen ist, d.h. daß die Bewegungen auch bereits im Alb begonnen haben. SCHOEFFLER (1982) postulierte an dieser Störungszone allerdings eine Rechtsseitenverschiebung. Diese Interpretation ist nicht haltbar. Das Basko-kantabrische Bekken zeigt einen relativ intensiven Deformationsstil, verglichen mit dem schwachen Faltenbau des Pamplona-Beckens. Dies ergibt eine relative Linksseitenverschiebung. Auch zeigen die Faltenstrukturen des Basko-kantabrischen Beckens im Bereich der Estella-Dax-Linie"Schleppungstendenzen", d.h. sie streichen nicht mehr etwa 110° wie im N' Basko-kantabrischen Becken, sondern E-W. Allerdings ist diese eozäne Linksseitenverschiebung nicht ohne weiteres auf den Zeitraum Alb bis etwa Santon, in dem die Hauptbewegungen abgelaufen sein sollten, zu übertragen und zu belegen. Jedoch läßt sich die Winkelkonfiguration der Diapirlinien und der Sedimentationsachsen nur durch eine Linksseitenverschiebung erklären. Im Kreuzungsbereich der Estella-Dax-Linie mit der Marbres-Dekke (= nördlicher Ast des Pull-apart-Systems) gibt es kleine Vorkommen alkaliner und ultrabasischer Magmatite des Alb und Cenomans (RAT 1983).

Das S' Basko-kantabrische Becken gehört zum System der Llanes-Transcurrentstörung und kann als Oblique-slip fault-Becken bezeichnet werden. Für diese Interpretation sprechen große Abschiebungen im Bereich der "Südkantabrischen Diaprilinie", die seit mindestens Alb begonnen haben (SCHRÖDER 1980, REITNER 1982,SCHRÖDER & WILLEMS 1983). Die Diapire führen Fremdschollen (Kristallin, Buntsandstein, Muschelkalk), die z.T. ein mehrere hundert Meter unter dem Keupersalz befindliches Niveau hatten (PFLUG 1967, KIND 1967, LOTZE 1973, BLANK & WIEDMANN in Druck). Weiterhin typisch für dieses Sedimentationsbecken sind sehr hohe Sedimentmächtigkeiten in der Kreide (bis über 8000 m), die in dieser Schelfposition nicht mehr auftreten dürften, sowie asymmetrische Becken mit nach

S bis zur Abschiebungsfläche zunehmenden Mächtigkeiten. Der Rand der Oberkreide-Karbonatplattform, die sich in der Oberkreide im S' basko-kantabrischen Becken etablierte, fällt ebenfalls etwa mit dieser Abschiebungszone zusammen (AMIOT 1982). Der weitere Verlauf der Störungszone nach SE ist nicht klar, jedoch sind ähnliche Sedimentationsbecken aus den Keltiberischen Ketten, der Sierra Demanda und der Sierra de los Cameros bekannt.

Vermutlich deutet die Diapirlinie Salinas de Rosío - Peñacerrada ein weiteres Oblique-slip fault-Becken an.

Ein weiteres sehr typisches Oblique-slip fault-Becken ist der "Wealden" von Santander im Bereich des Cabuerniga-Rükkens. Dort sind asymmetrische Becken, der tiefste Teil liegt im S unmittelbar N' des Cabuerniga-Rückens, mit bis zu 2000 m Sedimenten bekannt, die z.T. vom unmittelbar benachbarten Cabuerniga-Rücken selber stammen (PUJALTE 1981, SALOMON 1982, RAT et al. 1982, REITNER & WIEDMANN 1982, SALOMON 1983). Die Sedimentmächtigkeiten nehmen nach N hin stark ab, obwohl dort, später der Schelf des Biskaya-Ozeans entstand. Das Oblique-slip fault-Becken des "Wealden" von Santander entstand durch eine linksseitige Verbiegung der Llanes-Transcurrentstörung. Die Llanes-Transcurrentstörung setzte sich in das Oblique-slip fault-Becken des S' Basko-kantabrischen Beckens fort.

7.6. Palinspastische Karte (Maximalposition)

Für die palinspastische Rekonstruktion besteht noch eine zweite Möglichkeit, die vor allem aus der Arbeit von SOLER et al. (1981) resultiert. Diese Möglichkeit wird zwar favorisiert und in den Faziesbezeihungen der Deva- und Zumaya-Synkline benutzt, konnte jedoch nicht mehr für die paläogeographischen Karten verwendet werden, da mir die Arbeit erst vor kurzem zugänglich wurde. Die möglichen Veränderungen gegenüber den paläogeographischen Karten auf der Basis

der "Minimalposition" sind aber gerade für die Oberkreide nicht gravierend.

7.6.1. Palinspastische Rekonstruktion (Maximalposition) (Abb. 26)

Für die S' und mittleren Teile des Basko-kantabrischen Beckens ergeben sich keine Veränderungen. Dagegen muß der Guernica-Block und Teile des Tolosa-Blockes aus dem Pull-apart-Becken herausgenommen werden, da das Biskaya-Synklinorium nach der Arbeit von SOLER et al. (1981) auf den Guernica- und die W' Teile des Tolosa-Blockes aufgeschoben ist .Diese "Nord-Biskaya-Überschiebung" (SOLER et al. 1981) geht nach W in die rechtslaterale Horizontal-/Vertikal-Störung der Lequetio-Störung über. Dies würde gut mit den Verhältnissen im Querprofil durch das E' Basko-kantabrische Becken (Abb. 19) übereinstimmen. In diesem Querprofil ist das Biskaya-Synklinorium weit aufgeschoben und hat Deckencharakter.

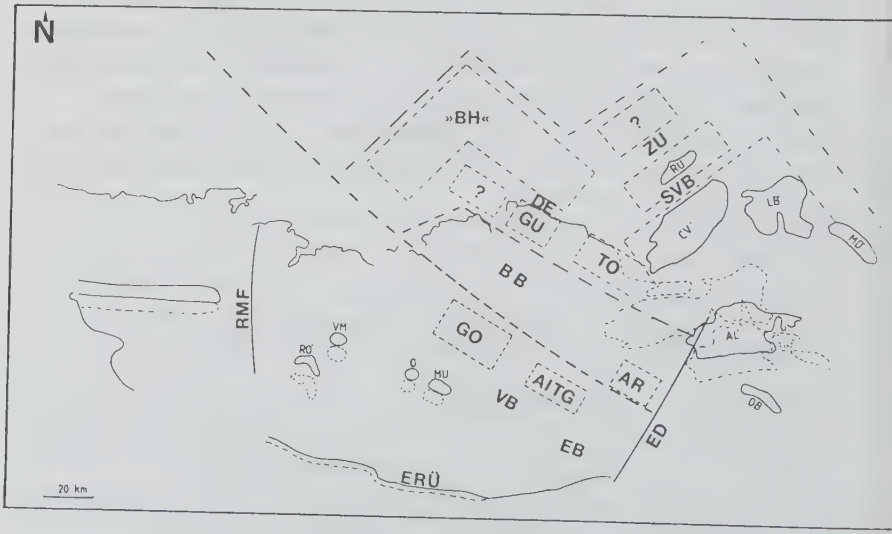


Abb. 26: Palinspastische Karte des Basko-kantabrischen Beckens und der angrenzenden Gebiete. "Maximalposition". Der Guernica- und Tolosa-Block liegen nun außerhalb des Pull-apart-Beckens. Abkürzungserklärung siehe unter Abb. 24.

Dies hat zur Konsequenz, daß bis auf die E' Teile des Tolosa-Blockes und der Sierra de Aralar keine "Urgon-Blöcke" mehr im Pull-apart-Becken vorhanden sind.

Die Existenz der Urgon-Blöcke im E' Teil des Pull-apart-Beckens ließe sich mit dem langsamen Abtreppen in das Bekken erklären, verglichen mit den steilen Flanken N' und S' des Beckens. Dadurch wird aber der Guernica-Block und der W' Teil des Tolosa-Blockes zu einem Teil des Biskaya-Hochs, der allerdings eine eigene Dynamik hatte und den S' Teil des Blockes bildete. Zwischen dem zentralen Teil des Biskaya-Hochs und diesem eigenständigen S' Teil bildete sich entlang einer listrischen Abschiebung ein Sedimentationsbecken, das Deva-Becken, das noch eine zeitlang (bis Alb) Sedimente vom noch länger stehenbleibenden, zentralen Teil des Biskaya-Hochs bezogen hat.

7.7. Subsidenz

"Simple" Kontinentalränder zeigen die Subsidenz der abkühlenden ozeanischen Kruste. Dies trifft für den Armorikanischen Schelf in fast idealer Art und Weise zu (ROBERTS & MONTADERT 1979). Dagegen zeigen die Strike-slip-fault-Systeme des Basko-kantabrischen Beckens völlig abweichende Subsidenzkurven, z.T. trotz relativer Nähe zum eigentlichen Kontinentalrand. Dies ist ein weiteres Hauptargument für die Interpretation des Basko-kantabrischen Beckens als Strike-slip-fault-System.

In Abb. 27 wurden verschiedene Subsidenzkurven zusammengestellt. Sie wurden aus der Sedimentmächtigkeit und der ungefähren Bathymetrie, die gegen die Zeit (Zeitskala nach ODIN 1982) aufgetragen wurden. Die Kompaktion wurde nicht berücksichtigt, was andernfalls zu noch höheren Subsidenzraten geführt hätte.

Die Subsidenzkurven zeigen recht gut, daß sich ältere, unterkretazische ("Wealden" und Urgon) und jüngere, im Alb be-

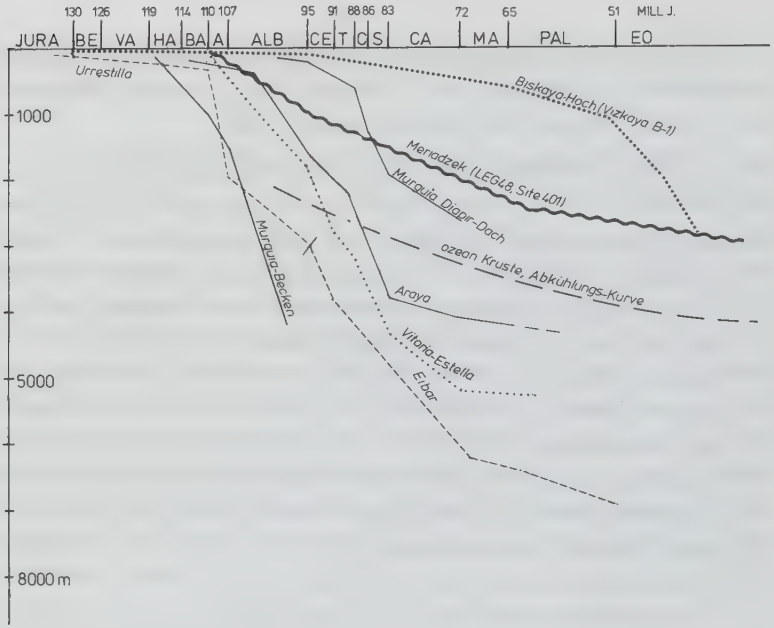


Abb. 27: Subsidenzkurven von verschiedenen Profilen des Basko-kantabrischen Beckens und der angrenzenden Gebiete. Die Subsidenzkurven wurden durch Sedimentmächtigkeit plus angenommene Wassertiefe ermittelt. Zum Vergleich ist auch die Abkühlungskurve der ozeanischen Kruste sowie die Subsidenzkurve des Armorikanischen Schelfes eingezeichnet.

ginnende Strike-slip-fault-Systeme z.T. überlagern. Sehr deutlich zeigt sich dies im kombinierten Profil Urestilla-Eibar (Biskaya-Synklinorium). Eine erste Hauptsubsidenzphase fand dort im "Wealden" und Urgon statt. Danach zeigt die Subsidenzkurve einen parallelen, aber auf tieferem Niveau befindlichen Verlauf zur Subsidenzkurve des Vitoria-Beckens. Allen Subsidenzkurven des Basko-kantabrischen Beckens, mit Ausnahme des Biskaya-Hochs (Bohrung Viscaya B-1) ist gemeinsam, daß die Subsidenz im Maastricht stark abnimmt, was durch das Aufhören der distensiven Strike-slip-Tektonik zu erklären ist. Sehr auffällig differiert die Subsidenzkurve des Biskaya-Hochs, was die Vorstellung eines von der Strike-

slip-Tektonik unabhängigen Basement-Blockes beweist. Erst im Eozän wurde der Bereich in die Absenkung eines Fore-arc-Beckens miteinbezogen, das hinter einem tektonischen Akkretionskeil entstand.

Zur Genese und Charakterisierung des Pull-apart-Beckens

Das Pull-apart-Becken wurde in seinen Grenzen bereits in Kap. 7.5. charakterisiert, sodaß darauf nicht näher eingegangen werden muß. Es sei hier aber nochmals auf die Subsidenzkurven verwiesen. Während das Biskaya-Hoch in der Kreide eine nur sehr geringe Subsidenz zeigt und auch auf dem Aitzgorri-Hoch ab Alb eine nur mäßige Subsidenz beobachtet werden kann, zeigt das Biskaya-Synklinorium, das Pull-apart-Becken s.str. eine sehr starke Subsidenz. Auch das Pamplona-Becken im SE des Basko-kantabrischen Beckens zeigt eine nur mäßige Subsidenz, sodaß sich das Bild eines nahezu allseitig geschlossenen Sedimentationsbeckens ergibt. Die Subsidenzkurven des Pull-apart-Beckens gehen mit der Subsidenzkurve der abkühlenden ozeanischen Kruste bzw. eines Kontinentalrandes nicht konform.

Im Pull-apart-Becken überlagern sich zwei Strike-slip-fault-Systeme. Ein älteres, im wesentlichen unterkretazisches System ("Wealden" bis Urgon), das mehr als "simples" Strike-slip-fault-Becken zu bezeichnen ist. Erst ab etwa Unter-/Mittelalb entstand das typische Pull-apart-Becken mit den typischen Sedimentations- und magmatischen Prozessen. Die Transtensionsphase endet etwa im Campan. Die stark unterschiedlichen Mächtigkeiten verschwinden. Es scheint hier zu ersten sehr schwachen Transpressionsvorgängen gekommen zu sein, die sich allerdings nur sedimentologisch nachweisen lassen (Flyschsedimentation im Biskaya-Synklinorium, Abtragungen etc., vgl. auch MATHEY 1983). Danach scheinen, mit Ausnahme der schwachen "Querfaltung" und kleineren, südvergenten Überschiebungen im Zentrum des Biskaya-Synklinoriums, keine größeren Transpressionsprozesse mehr stattgefunden zu

haben. Das Pull-apart-Becken wird im wesentlichen von den tektonischen Ereignissen der Subduktion und Kollision geprägt.

Zur Genese und Charakterisierung des Oblique-slip-fault-Beckens

Das Basko-kantabrische Oblique-slip-fault-Becken wurde, allerdings ohne diese Interpretation, in seinen Grenzen und in seiner Subsidenzgeschichte bereits von AMIOT (1983c) und WIEDMANN et al. (1983) dargestellt. Allerdings bedürfen diese Arbeiten z.T. einer gewissen Richtigstellung. Die in AMIOT (1983) skizzierte Südgrenze bzw. Abschiebungszone liegt zu weit im Süden. Die nach Norden einfallende synsedimentäre Abschiebungszone dürfte ca. 3-4 km südlich der Diapirlinie Villasana de Mena - Estella gelegen haben. Von den Diapiren kann angenommen werden, daß sie, nach dem ersten Durchgruch im Alb, senkrecht aufgestiegen sind und nicht der mit 60-70° einfallenden Abschiebungszone gefolgt sind. Der Abschiebungsbetrag muß beträchtlich gewesen sein, wie ursprünglich mehrere hundert Meter unter dem Salz liegende Fremdschollen (Kristallin, Buntsandstein, Muschelkalk) beweisen, die in den Diapiren von Villasana de Mena, Maestu und Estella mit dem Salz hochtransportiert wurden. Vor allem aber die Sedimentmächtigkeiten von Alb bis Campan (Transtensionsphase) nördlich und südlich der Abschiebungszone differieren um über 5000 m. Die relativ geringen Mächtigkeiten von Alb bis Campan auf dem Aitzgorri-Block (S-Grenze des Aitzgorri-Blockes, Profil Olazagutía) ergeben eine starke Asymmetrie des Beckens. Vermutlich war diese Asymmetrie bis zum zentralen Teil des Aitzgorri-Blockes noch stärker ausgeprägt. Da aber die vermutlich noch geringmächtigere Bedekkung des zentralen Aitzgorri-Blockes bereits abgetragen ist, läßt sich dies nicht mehr nachweisen. Die Längserstreckung des Oblique-slip-fault-Beckens reichte etwa vom Diapir von Villasana de Mena bis zum Diapir von Estella. Die Diapire untergliedern das Becken aber in starkem Maße durch die Bil-

dung von Aufbeulungen. Außerdem können die Diapire durch Schüttungen, die von auf Diapirdächern angesiedelten Karbonatplattformen ausgehen sowie durch ausfließendes Diapirmaterial die lokale Sedimentation stark beeinflussen.

Etwa ab Alb begannen die Transtensionsprozesse. Erst seit dieser Zeit nämlich lassen sich signifikante Mächtigkeitsunterschiede nördlich und südlich der Abschiebungszone erkennen. Außerdem lassen sich erst ab Alb Salzwanderungen in diesem Becken nachweisen, was wiederum auf ab dieser Zeit einsetzende Bewegungen hindeutet. Die Transtension hält bis etwa ins Campan an. Ab Maastricht ist die Subsidenz nur noch mäßig und die Sedimentmächtigkeiten gleichen sich aus bzw. die Sedimentationsraten gehen stark zurück.

Im Vitoria- und vor allem im Estella-Becken sind sogar Schichtlücken und Erosionsdiskordanzen aus dem Zeitraum Untermaastricht bekannt (vgl. SCHWENTKE 1983), die möglicherweise belegen, daß es bereits zu ersten schwachen Transpressionsprozessen im Oblique-slip-fault-Becken gekommen ist. Auch läßt sich im Campan und Maastricht eine verstärkte Diapirtätigkeit beobachten (KIND 1967), die einerseits auf den nun sich bemerkbar machenden "sedimentary onload" und andererseits auf die einsetzenden schwachen Transpressionsprozesse zurückzuführen sind.

Nach einer Phase wesentlich schwächerer Subsidenz (Maastricht - Oligozän), die nicht mehr von der Strike-slip-fault-Tektonik gesteuert wird, kommt es Miozän zur Faltung und endgültigen Heraushebung durch transpressive Strike-slip-fault-Tektonik.

8. ZUR FALTUNG DES BASKO-KANTABRISCHEN BECKENS

8.1. Zur Faltung des N' Basko-kantabrischen Beckens

Das N' Basko-kantabrische Becken zeigt, verglichen mit dem S' Basko-kantabrischen Becken, einen äußerst komplizierten Faltungsstil. Es lassen sich im wesentlichen vier verschiedene Deformationen erkennen.

1. Ein weiträumiger NW-SE-streichender Sattel- und Muldenbau, der die großen Anti- und Synklinorien bildet.
2. Eine "Querfaltung" mit NE-SW-streichenden Achsen. Sie bewirkt eine Achsenfaltung der großen Anti- und Synklinorien.
3. Eine Überschiebungs- und Deckentektonik, deren Intensität nach E hin zunimmt. Die Überschiebungs- bzw. Deckenbahnen fallen nach S ein, zeigen also Nordvergenz. Nach W bzw. NW gehen die Überschiebungs- und Deckenbahnen in große, senkrecht stehende und NW-SE-/N-S-streichende Lateral-/Vertikal-Störungen über.
4. Ein südvergenter Schuppenbau.

Während die Deformationen (1) bis (3) auf die eozäne Subduktions- und Kollisionstektonik i.w.S. zurückzuführen ist, ist die 4. Deformationsphase miozänen Alters (vgl. auch die Zusammenstellung, Abb. 30).

Der weiträumige, NW-SE-streichende Sattel- und Muldenbau sowie die Überschiebungs- und Deckentektonik sind eindeutig ein direktes Produkt der Subduktion, die nach E zunehmend in eine Kollision übergeht.

Die schwache "Querfaltung" ist dagegen auf die transpressive Strike-slip-fault-Tektonik zurückzuführen, die sich aber gegenüber den anderen tektonischen Ereignissen kaum auswirkte.

Die südvergente Schuppentektonik ist dagegen eindeutig als transpressive Strike-slip-fault-Tektonik zu identifizieren, da die Subduktions- und Kollisionstektonik vor der baskischen Küste und den Westpyrenäen fast ausschließlich nordvergente Strukturen produzieren kann.

Das Basko-kantabrische Pull-apart-Becken (= N' Basko-kantabrisches Becken) zeigt daher den typischen Strike-slip-fault-Zyklus nur sehr undeutlich und ist durch stärker wirkende tektonische Prozesse (Subduktion - Kollision) fast unterdrückt worden.

8.2. Zur Faltung des S' Basko-kantabrischen Beckens

Das Basko-kantabrische Oblique-slip-fault-Becken (= S' Basko-kantabrisches Becken) zeigt im wesentlichen einen zweiphasigen Faltenbau.

1. Weiträumige, NW-SE-streichende Faltenstrukturen mit flacher Amplitude.
2. E-W-streichende Faltenstrukturen, die nach S zunehmend eine Südvergenz zeigen und vor allem in der Ebro-Randüberschiebung in südvergente Schuppen übergehen.

Die NW-SE-streichenden Strukturen mit sehr flacher Amplitude gehen auf die eozäne Subduktions- und Kollisionstektonik im N des Basko-kantabrischen Beckens zurück und klingen hier anscheinend aus.

Die NW-SE-streichenden Faltenstrukturen werden etwa ab der Höhe Vitoria von den E-W-streichenden miozänen Faltenstrukturen überprägt und sind fast nicht mehr erkennbar bzw. morphologisch wirksam. Die E-W-streichenden Faltenstrukturen sind auf die miozäne Strike-slip-Tektonik zurückzuführen. Das S' Basko-kantabrische Becken zeigt also den typischen Zyklus eines Strike-slip-fault-Beckens, mit Transtension - Sedimentation - Transpression. Dies ist ein weiteres gutes Argument für die Interpretation des S' Basko-

kantabrischen Beckens als Oblique-slip-fault-Becken (vgl. auch Zusammenstellung, Abb. 30).

9. GEOTEKTONISCHE POSITION DES BASKO-KANTABRISCHEN BECKENS INNERHALB DES BISKAYA-PYRENÄEN-SYSTEMS

Das Basko-kantabrische Becken gehörte in der Kreide und dem Alttertiär zum südlichen Schelfgebiet i.w.S. des Biskaya-Ozeans. Der nördliche Teil (Deva-Synkline) erreichte zwar bereits eine relativ proximale Position zum Biskaya-Ozean, jedoch wurde dieses Gebiet nicht in den Akkretionskeil miteinbezogen, wie das seismische Profile von MONTADERT et al. (1974) und DEREGNAUCOURT & BOILLOT (1982) zeigen. Auch die Existenz eines Basement N' des Basko-kantabrischen Beckens (Biskaya-Hoch) kann als gesichert gelten. Dies bedeutet, daß bis zum ozeanischen Bereich, dessen Sedimente heute im Akkretionskeil im Graben von Cap Breton liegen, etliche Kilometer, wahrscheinlich über 10 km, lagen. Das S' Basko-kantabrische Becken hatte somit eine sehr randliche Schelfposition, und die Sedimentmächtigkeiten (rd. 10000 m dürfen als gesichert gelten) sind dafür absolut zu hoch. Die Sedimentmächtigkeiten können aus diesen Überlegungen heraus ebenfalls nur durch ein "strike-slip-fault"-System erklärt werden. Das Basko-kantabrische Becken kann man also auch als Intra-Schelf-Becken bezeichnen, das einen sehr großen Teil der Sedimentmenge aufnahm, die ansonsten am "eigentlichen" Schelfrand abgelagert worden wäre.

Deva- und Zumaya-Synkline haben im Paläozän und Eozän die Position eines Fore-arc-Beckens hinter einem tektonischen Akkretionskeil eingenommen. Dies kann daraus geschlossen werden, daß die Turbidit-Fan-Systeme aus dem N kamen und dann beckenparallel (NE-SW) eingeregelt wurden (RICHTER 1965, HANISCH 1974, 1978, VAN VLIET 1978). Eine Herkunft von gegenüberliegendem Schelf ist unwahrscheinlich, da z.B. auf dem Landes-Plateau sedimentiert wurde und keine tektonischen Bewegungen bekannt sind, die so große Sedimentmengen hätten mobilisieren können. Die Turbidite aus den Pyrenäen zu beziehen, scheitert an der Entfernung sowie an den do-

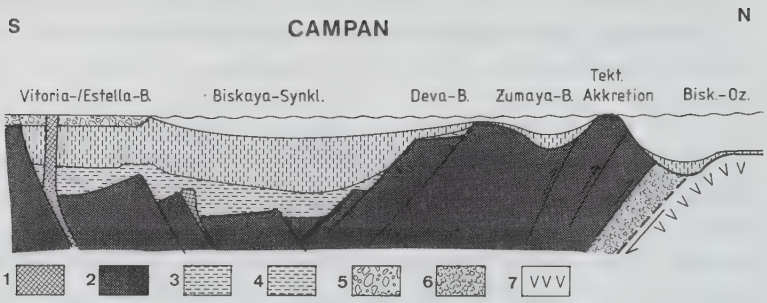


Abb. 28: Hypothetisches Querprofil durch das Basko-kantabrische Becken z.Z. des Obercampan. N' der Zumaya-Synkline hat sich ein tektonischer Akkretionskeil ausgebildet, der Sedimente in die S' davon gelegenen Becken geliefert hat.
Legende: 1. Triassalz-Diapire
2. Basement (Prä-Alb)
3. Alb
4. Denoman bis Campan
5. Sandiges Obercampan
6. Akkretionskeil
7. Abtauchende ozeanische Kruste

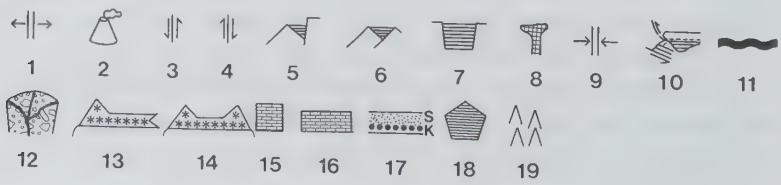
kumentierten Fan-Systemen. Außerdem wird das Problem nur in die Pyrenäen verlagert, da auch dort entsprechende Liefergebiete fehlen. Daher ist an einen aufgetauchten Akkretionskeil im Obercampan und Eozän zu denken, der große Sedimentmengen in das Becken hinter diesem Hochgebiet schüttete. Dieses Phänomen ist sowohl fossil wie rezent aus mehreren Beispielen bekannt. Haupthebungs- bzw. Abtragungsgebiete innerhalb eines solchen Akkretionskeils dürften vermutlich exponierte Blöcke auf dem äußeren Schelf gewesen sein, die sich mit dem Le Danois-Block oder dem Baskischen Massiv vergleichen ließen. Auch die aufgearbeiteten Sedimente im Untercampan sind leicht durch Verfaltung, Heraushebung und Abtragung äußerer Schelfbereiche zu erklären. Die unterschiedliche Intensität der kompressiven Ereignisse im Campan und Paläozän/Eozän drückt sich möglicherweise dadurch aus, daß das Biskaya-Hoch (Bohrung Viscaya B-1) im

Campan zunächst noch nicht in den Akkretionskeil miteinbezogen war. Erst im Paläozän/Eozän wurden dann fast 2000 m Turbidite sedimentiert. Umgekehrt wird auch die aus anderen Befunden abgeleitete geforderte Rücktranslation der Zumaya-Synkline um ca. 20 km nach N unterstützt, da sich die Auswirkungen des Akkretionskeils aus den Befunden der Bohrung Viscaya B-1 in dieser S' Position noch nicht bemerkbar machen dürfte.

Im Mitteleozän wurde das Back-arc-Becken aufsedimentiert (progradierende Fan-Systeme = Regression) und verfaltet.

10. ZUSAMMENSTELLUNG DER HAUPTSEDIMENTATIONS- UND TEKTONISCHEN EREIGNISSE IM BASKO-KANTABRISCHEN BECKEN

In den folgenden Abbildungen wird eine Zusammenstellung der hauptsächlichen Sedimentations- (Abb. 29) und tektonischen Ereignisse (Abb. 30) im Basko-kantabrischen Becken von der Trias bis zum Miozän gegeben. Es wurde versucht, die Ereignisse im N' und S' Basko-kantabrischen Becken getrennt aufzulisten. Weiterhin wurde eine Unterscheidung in den tektonischen Ereignissen versucht, in Strike-slip-Tektonik und in Dehnungs-/Kompressions-Tektonik ("Biskaya-Tektonik"), die von der Öffnung und partiellen Schließung des Biskaya-Pyrenäen-Ozeans bewirkt wird. In der Zusammenstellung der sedimentären Ereignisse wurden die Environment-Angaben auf Kontinental (= KON), Schelf (= S) und Becken (= BECK.) reduziert. Die Legende bedeutet:
1. Distensive Ereignisse (Rifting), 2. Vulkanismus, 3. linkslaterale Strike-slip-Tektonik, 4. rechtslaterale Strike-slip-Tektonik, 5, Strike-slip-fault-Beckenbildung, 6. "normale" Rotationsschollen, 7. Pull-apart-Beckenbildung, 8. Diapirismus, 9. Kompressive tektonische Ereignisse (Faltung), 10. Subduktionstektonik mit Deckenbildung, 11. Faltung, 12. Deltavorstoß, 13. Küsten-Karbonatplattform, 14. Insel-Karbonatplattform, 15. Flachmarine Karbonate, 16. Beckensedimente, 17. Turbidite (S = Silikoklastische Turbidite, K = Kalkturbidite), 18. Schwarzschiefer, 19. Salze.
Die unterschiedliche Größe der Symbole deutet auf unterschiedliche Intensität oder verschieden große räumliche Ausdehnung der Ereignisse hin.



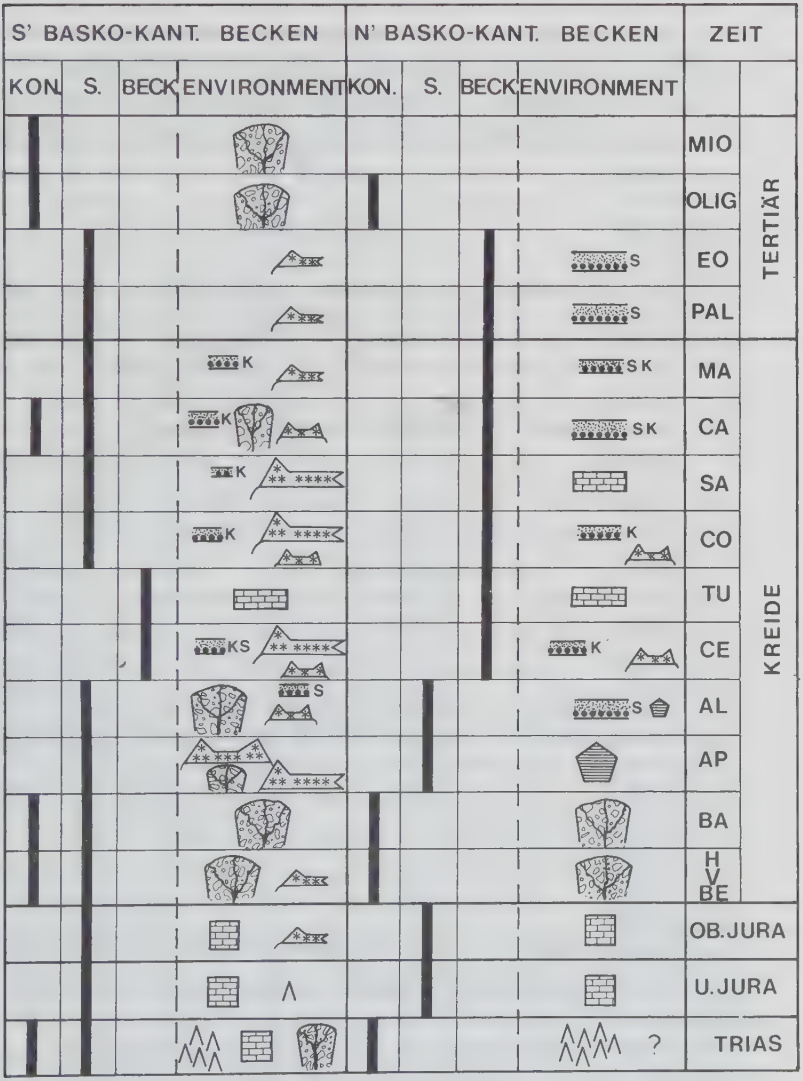


Abb. 29: Zusammenstellung der hauptsedimentären Ereignisse im Basko-kantabrischen Becken von der Trias bis zum Miozän (Erklärung siehe Text). Die Zeichnung wurde zusammen mit J. Reitner entworfen.

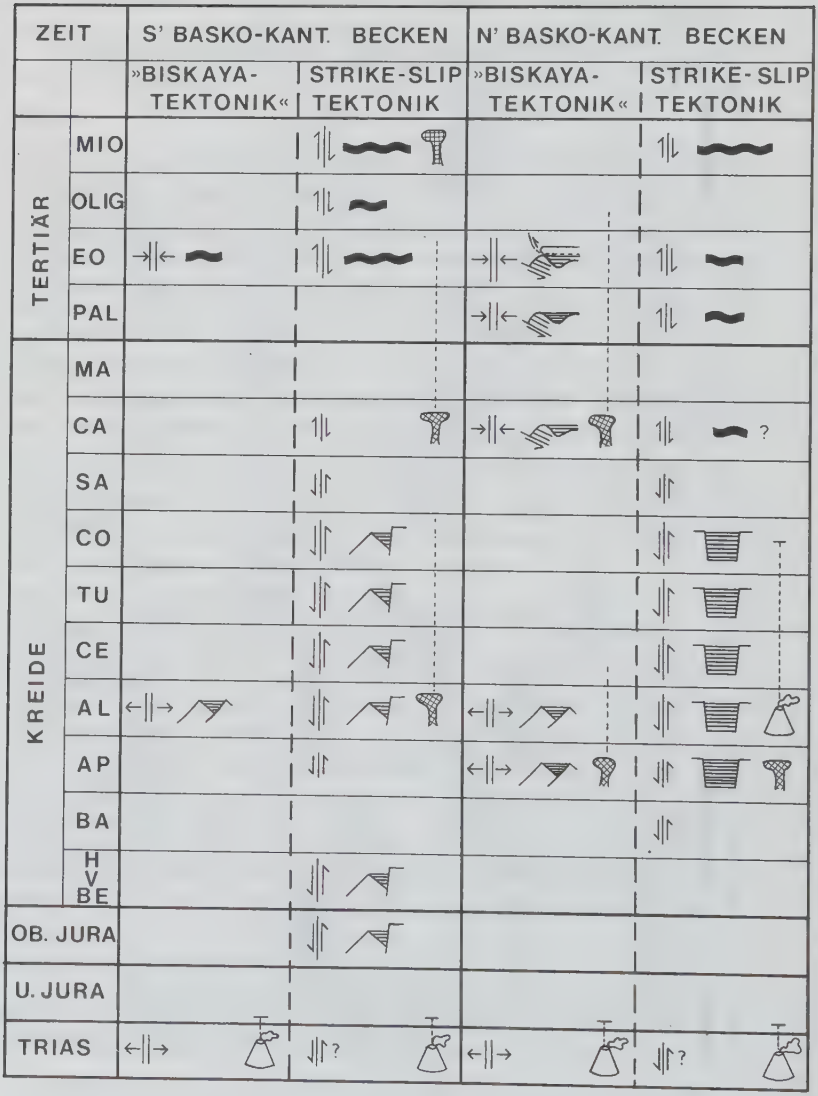


Abb. 30: Die hauptsächlichen tektonischen Ereignisse im Basko-kantabrischen Becken von der Trias bis zum Miozän (Erklärung siehe Text).

11. ZUR FAZIELLEN UND SEDIMENTOLOGISCHEN ENTWICKLUNG DER OBERKREIDE DER ZUMAYA- UND DEVA-SYNKLINE, DES BISKAYA-SYNKLINORIUMS SOWIE DES VITORIA-/ESTELLA-BECKENS

11.1. Ziel der Untersuchung

Ziel der Untersuchung war es, die Hauptfazies- und Sedimentationsereignisse dieser vier Faziesräume zu charakterisieren. Es wurde versucht, eine Traverse von "innen" (Vitoria-/Estella-Becken) nach "außen" (Zumaya-Synkline) zu legen, um die unterschiedliche Entwicklung dieser vier Faziesräume darzustellen. Diese vier Faziesräume wurden allerdings in unterschiedlicher Intensität untersucht. In der Zumaya-Synkline und dem Biskaya-Synklinorium wurden nur die hauptfaziellen und -sedimentologischen Events herausgearbeitet. Außerdem wurde versucht, die geotektonische Stellung dieser Faziesräume im System des Basko-kantabrischen Beckens, wie sie bereits im tektonischen Teil aufskizziert wurde, genauer zu belegen. Die Untersuchung beschränkte sich auf den Raum um Zumaya und den östlichen Teil des Biskaya-Synklinoriums. Die Oberkreide-Entwicklung der Deva-Synkline wurde, da sie onshore nicht aufgeschlossen ist, der Grobstratigraphie einer Offshore-Bohrung im Deva-Becken entnommen, die von SOLER et al. (1981) publiziert wurde.

Schwerpunkt der Untersuchung war aber eindeutig das Vitoria-/Estella-Becken. Hier war es möglich, die Fazies- und Bathymetrieentwicklung, die Entwicklung des Sedimentations- und morphologischen Beckens in der Oberkreide, die Beckenkonfiguration sowie den Einfluß von Diapiren und Hochgebieten auf die Sedimentation zu rekonstruieren. Das Vitoria-/Estella-Becken kann als gutes Beispiel für ein Oblique-slip fault-Becken gelten.

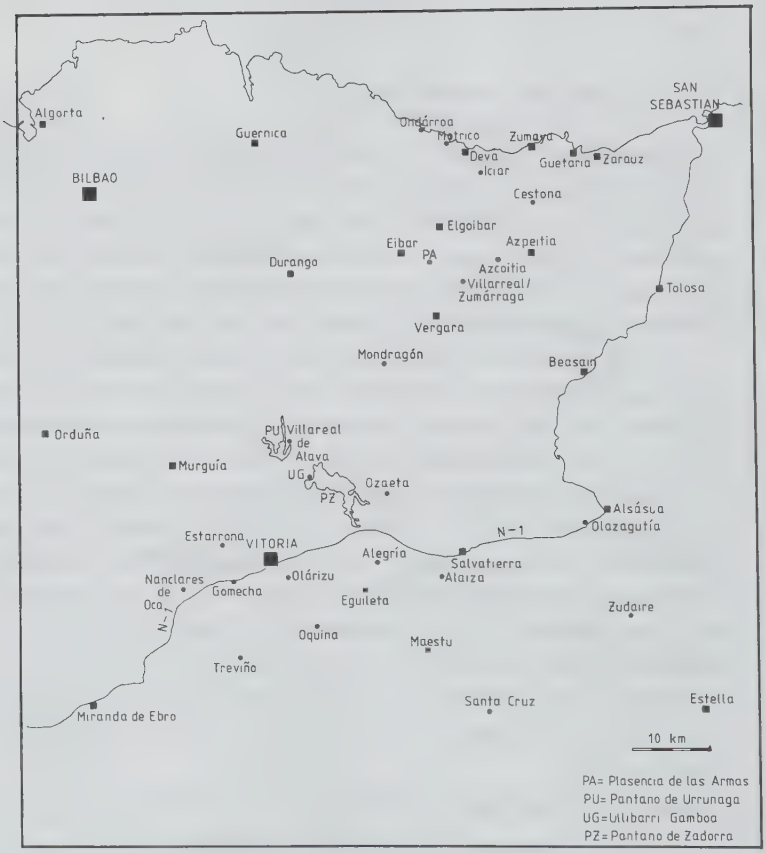


Abb. 31: Lokalitätskarte des Baskenlandes. Lokalitätsangaben in der Arbeit wurden auf die in der Karte eingezeichneten Orte reduziert.

11.2. Profile

Die Profile wurden, mit Ausnahme des Profils Biskaya-Synklinorium, möglichst einheitlich dargestellt. Die Mikrofaziesspalte zeigt die Hauptmikrofazies-Typen. Für die Spalte Lithologie wurde eine Reihe von Raster verwendet, die in einer Sammellegende erklärt werden. Die Spalte GEF enthält Angaben über das Korngefüge einzelner Lagen, aus denen Proben entnommen wurden. Die Spalte Environment gibt in einer sechszeiligen Skala die Hauptenvironments an. Es bedeuten

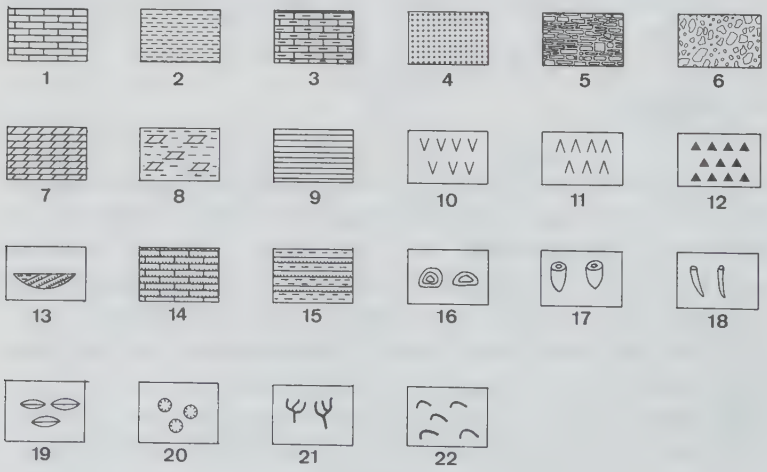
1. kontinental oder aufgetauchte Delta-Bereiche (subaerische Bereiche)
2. intertidal und flachmarine Delta-Bereiche (distributary und interdistributary-Bereiche)
3. flaches Subtidal (± innerhalb der Wellenbasis, flacher als 30 m)
4. Schelf (bis etwa 150-200 m)
5. Slope
6. Becken

Die Environments 1 und 2 wurden sedimentologisch bestimmt, Environment 3 und 4 mikrofaunistisch. Dabei wurde von der Faustregel ausgegangen: bis 20 % Planktonanteil, flaches Subtidal, bis 50 % Plankton,Schelf. Die Environments 5 und 6 wurden teils sedimentologisch, teils mikrofaunistisch bestimmt und sind durch einen Planktonanteil an der Foraminiferenfaune von über 50 % gekennzeichnet (vgl. auch BUTT 1981). Die Environmentangaben stellen keine exakten bathymetrischen Angaben dar und überlappen sich mit Sicherheit. Vor allem die Environmentangaben Becken und Slope sind sehr relativ und besagen lediglich, daß die Bathymetrie wahrscheinlich größer als 200 m war. Gleiche Environmentangaben in verschiedenen Profilen sind somit nicht direkt zu vergleichen oder bathymetrisch gleichzusetzen. Sie zeigen lediglich die Entwicklungstendenz der Fazies in den einzelnen Profilen an.

In mehreren Profilen wurden auch die Turbiditzyklen, prograde oder retrograde Systeme, angegeben.

Die Sammellegende bedeutet:

1. Kalke
2. Mergel
3. Kalkmergel
4. Sandsteine
5. Riffkalke
6. Konglomerate
7. Dolomite
8. Dolomitische Mergel
9. Tone
10. Vulkanite
11. Salze
12. Brekzien
13. Fluviatile Rinnen
14. Kalkturbidite
15. Silikoklastische Turbidite
16. Blaugrünalgen-Onkoide
17. Schwämme
18. Rudisten
19. Großforaminiferen
20. Korallen
21. Bryozoen
22. Lamellibranchiaten



Die Mikrofaziesklassifikation erfolgte nach EMBRY & KLOVAN (1972).

Der Maßstab ist in allen Abbildungen = x 8

11.3. Untersuchungsmethoden

Die Untersuchung stützt sich auf ca. 350 Mikroproben, ca. 450 Schliffe und ca. 200 Peals und eine Reihe von Säureproben zur Isolierung von kieseligen Spiculae. Von ca. 300 Mikroproben wurden noch Kalkgehaltsbestimmungen durchgeführt, die jedoch keine signifikanten Trends brachten und deshalb weggelassen wurden. Die Mikroproben wurden meist nur qualitativ ausgewertet bzw. halbquantitativ zur Bestimmung des Plankton/Benthos-Verhältnisses oder des Ostrakoden-Anteils.

12. DIE FAZIELLE ENTWICKLUNG DER OBERKREIDE DES VITORIA-BECKENS

Die fazielle Entwicklung des Vitoria-Beckens wird stratigraphisch abgehandelt. So sind zwar Rückverweise auf z.T. bereits beschriebene Profile unvermeidlich, jedoch kann nur auf diese Weise ein Überblick auf den lateralen Fazieswechsel gewonnen werden. Außerdem muß immer wieder die sedimentäre Abfolge des Estella-Beckens, das die S' und SE' Fortsetzung des Vitoria-Beckens darstellt, mit in Betracht gezogen werden. Dazu sei vor allem auf die Arbeiten von RAMIREZ DEL POZO (1971) und SCHWENTKE (1983) verwiesen. Die sedimentäre Abfolge des Vitoria-Beckens wurde von AMIOT (1982) in eine Reihe von Formationen eingeteilt, die z.T. aber wenig sinnvoll sind und aufgrund falscher Faziesinterpretationen aufgestellt wurden. Sie werden im folgenden nur benutzt, wenn sie sinnvoll erschienen, z.T. wurden bedingt neue oder eingeengte Formationen und Member (Fazien) vorgeschlagen.

12.1. Zur Erläuterung des Begriffes Vitoria-Becken

Das Vitoria-Becken wurde in den vorangegangenen Kapiteln als Teil des Basko-kantabrischen Oblique-slip-fault-Beckens bezeichnet. Dies soll im folgenden näher erläutert werden. Das Vitoria-Becken, wie es heute meist aufgefaßt wird, begrenzt vom Aitzgorri und der Gorbea im Norden, der Barranca im Osten, der Urbasa im Süden und dem Diapir von Murguia im Westen, ist ausschließlich ein Produkt der späteren Tektonik, die diese Morphologie bedingt, und fällt in keinster Weise mit den Grenzen des Oblique-slip-fault-Beckens zusammen.

Der kretazische Sedimentationsraum läßt sich faziell nicht vom Estella-Becken im S und SE des Vitoria-Beckens abtrennen. Der Übergang ist "fließend". Dies wird vor allem durch die Bohrungen Castillo-1 bis 5, Urbasa-1, Zuñiga-1 u.a. bewiesen. Deshalb wird mit dem Begriff Vitoria-Becken die heutige geomorphologische Einheit verstanden. Der kretazische Sedimentationsraum wird dagegen mit Vitoria-/Estella-Becken bezeichnet. Das Vitoria-/Estella-Becken läßt sich etwa wie folgt begrenzen. Im Westen bildet der Murguía-Orduña-Diapir-Bereich die Grenze zum Villasana de Mena-Becken. Nach Norden nehmen die Mächtigkeiten zum Aitzgorri-Block und Gorbea-Block hin ab, die jeweils Hochstrukturen darstellen. Im Falle des Aitzgorri-Blockes ist die "Grenze" fließend, eine größere Abschiebung konnte nirgends beobachtet werden. Im Osten stellt die sogenannte Barranca einen abgesunkenen Teil des Aitzgorri-Hochs dar, da die heutigen nahezu W-E-verlaufenden Aufschlußverhältnisse nicht den früheren NW-SE-streichenden Becken- und Basementachsen entsprechen. Die eigentliche Ostgrenze des Vitoria-/Estella-Beckens liegt somit an der Estella-Dax-Linie. Die Südgrenze wird durch die Abschiebungszone des Oblique-slip-fault-Systems, etwa 3-4 km S' der Diapirzone Villasana de Mena - Estella, markiert.

Das Vitoria-/Estella-Becken wird durch eine nahezu N-S-verlaufende relative Hochstruktur ("Elguea-Hoch" oder S' Fortsetzung des Elguea-Hoches) in ein westliches und ein östliches Vitoria-/Estella-Becken unterteilt, die sich geringfügig in der Faziesentwicklung und den Sedimentmächtigkeiten unterscheiden. Der Abbruch der "Elguea-Hochstruktur" nach W wird durch eine Abschiebungszone markiert, an der synsedimentäre Bewegungen seit Alb bis mindestens ins Coniac nachgewiesen wurden. Sehr wahrscheinlich liegt auch der N-S-streichende Diapir von Treviño sowie der mit dem Diapir von Treviño in Verbindung stehende, ebenfalls N-S-streichende Diapir von Peñacerrada auf dieser anscheinend doch bedeutenderen Linie (vgl. auch KIND 1967). Die Ostgrenze dieser Elguea-Struktur ist weniger scharf ausgeprägt und

läßt sich durch die hier beginnenden Karbonatturbidit-Fans des Obercenoman, des Coniac und des Santon lokalisieren.

Weiterhin wird das Vitoria-/Estella-Becken durch die Diapirbeulen von Maestu und Treviño modifiziert, die wie im Beispiel Treviño (Bohrung Añastro-1) die Sedimentmächtigkeiten drastisch verändern können.

Zum dritten muß noch das morphologische Vitoria-/Estella-Becken in der Kreide unterschieden werden, das nicht mit den größten Sedimentmächtigkeiten zusammenfiel und das sich vermutlich im Verlauf der Kreide auch veränderte.

12.2. Das Untercenoman des Vitoria-Beckens

Die Fazies des Untercenoman im Becken von Vitoria ist sehr heterogen. Es war nicht explizit Gegenstand der Untersuchung. Da sich jedoch die Morphologie und Struktur des Bekkens relativ gut abzeichnet, wird die Faziesverteilung hier kurz geschildert. Es lassen sich im wesentlichen vier Fazies-Typen (Member) unterscheiden: die Urrunaga-Fazies, die Larrinzar-, die Hermua- und die Lezaun-Fazies.

12.2.1. Urrunaga-Fazies

Im westlichen Vitoria-Becken wurden schwarze sandig-siltige Tone sedimentiert, die z.T. reich an Krebsbauten sind. Die Krebsbauten können konkretionsartig weiterwachsen. Daneben kommen auch echte Konkretionen mit Schrumpfrissen in der Mitte vor. Die Fazies reicht nach Osten bis etwa auf die Höhe von Landa (= W' Abbruch der Elguea-Hochstruktur). Gut aufgeschlossen ist diese Fazies am südöstlichen Teil des Pantano de Urrunaga, oder an der alten Straße von Vitoria nach Villareal de Alava am Pantano de Urrunaga (WIEDMANN 1980). Die Konkretionen können Dimensionen von mehreren Me-

tern erreichen und erscheinen dann als große allochthone Blöcke, Rutschmassen u.a. Die Fazies dürfte ins flache Subtidal/Prodelta-Bereich zu stellen sein.

12.2.2. Larrinzar-Fazies

Ein zweiter, sehr markanter Fazies-Typ, der sich auch morphologisch als eigener Höhenzug bemerkbar macht, ist die Larrinzar-Fazies. Sie besteht aus einer Sand/Ton-Folge mit eingeschalteten Schalentrümmerbänken. Sie beginnt im W zwischen Landa und Marieta und verschwindet im Aufschlußverlauf nach E etwa bei Ozaeta. Der mittlere Teil ist recht gut am Pantano de Zadorra, SW' von Marieta, aufgeschlossen. Weitere Aufschlüsse finden sich bei der Finca Larrinzar S' von Marieta, die als typisch für diese Fazies angesehen werden. Es handelt sich um eine Tidal-Fazies mit großen Tidalrinnen. Die Larrinzar-Fazies ist die relativ flachste Untercenoman-Fazies, die bezeichnenderweise das Elguea-Strukturhoch markiert.

12.2.3. Hermua-Fazies

Im zentralen Hermua-Becken wurden im Oberalb ca. 600 m mächtige blaue, siltige Tone sedimentiert. Sie enthalten sehr häufig Pyritkonkretionen. Im oberen Teil der Folge fanden sich auch Pyritsteinkerne von Ammoniten und Gastropoden sowie Seeigelstacheln, Inoceramenprismen und eine reiche benthonische Foraminiferenfauna. Diese Fazies reicht vermutlich bis ins Untercenoman.

Regional reicht sie von etwa Ozaeta im W bis nach Arraya im Osten. Aufschlüsse finden sich bei Arriola und Galarreta. Faziell ist dieses Member dem Prodelta-Bereich zuzuordnen.

12.2.4. Lezaun-Fazies (REITNER 1980)

Im Bereich von Arraya schalten sich dort in die mehr mergeligen Tone grobkörnige Kalkturbidite ein. Es handelt sich z.T. um Kalkrudite. Sie enthalten Rifforganismen (REITNER 1980). Die Kalkturbidite werden nach Osten, nach Ciordia, hin immer feiner und zeigen dort nur noch Tc-d. In der Höhe von Olazagutía verschwinden sie dann bzw. lassen sich nicht mehr in der Hintergrundsedimentation auflösen. In Ciordia zeigt der hohe Anteil an planktonischen Foraminiferen bereits eine größere Bathymetrie an. Die Turbidite sind in ein NW-SE/W-E-geneigtes Becken eingeregelt. Dies ergibt sich aus der asymmetrischen, nach Osten ausgelängten Form des Sedimentkörpers sowie vor allem aus der nach Osten hin abnehmenden Korngröße.

Die Lezaun-Fazies ist bereits ein "Vorspiel" zur Kalkturbiditsedimentation im Obercenoman und Coniac (siehe folgende Kapitel).

Das Material muß von einer Karbonatplattform im Bereich des Aitzgorri-Blockes gestammt haben (REITNER 1980).

12.3. Faziesgliederung des Obercenoman im Vitoria-Becken

Etwa an der Wende Mittel-/Obercenoman setzt im Vitoria-Bekken die sogenannte "Flysch à boules"-Fazies i.w.S. oder Ciordia-Formation ein. Die Ciordia-Formation umfaßt bei AMIOT (1982) allerdings auch das Untercenoman, was aufgrund der Faziesdiversität bzw. vollkommen anderen Fazies nicht sinnvoll ist (siehe auch voriges Kapitel). Die Ciordia-Formation wird daher auf die "Flysch à boules"-Fazies beschränkt, wie es bereits auch FEUILLÉE (1967) handhabte.

Im wesentlichen lassen sich vier Faziesbereiche unterscheiden: die Jugo-Fazies, die Fazies des westlichen Vitoria-Beckens mit Ausnahme des Murguía-Diapirs, die Fazies des

südlichen Vitoria-Beckens und die Fazies des östlichen Vitoria-Beckens E' des Pantano de Zadorra.

12.3.1. Jugo-Fazies

Das Obercenoman in der direkten Umrandung des Murguía-Diapirs ist immer sehr schlecht aufgeschlossen, lediglich im E der Ortschaft Jugo, E' Murguía, gibt es einen relativ gut aufgeschlossenen Bereich, der Alb bis Coniac umfaßt (siehe auch Lokalitätsskizze Abb. 31 und Profil Jugo, Abb. 32). Das Obercenoman von Jugo wird daher als typisch für diesen Faziestyp angesehen. Die Verbreitung der Fazies ist aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht genau anzugeben. Es ist jedoch zu vermuten, daß sie sich auf den inneren Rand des Diapirs von Murguía beschränkt, da bereits nur wenige Kilometer weiter N', bei Manurga, die Fazies des westlichen Vitoria-Beckens ausgebildet ist.

Bereits die Fazies des Alb und Untercenoman ist durch eine "Eigenentwicklung" gekennzeichnet. Auch das Obercenoman weicht von der Fazies des übrigen Vitoria-Beckens erheblich ab. Die Ciordia-Formation besteht im Profil Jugo aus einer ca. 20 m mächtigen Kalk-Mergel-Wechselfolge. Darüber folgt eine Kalkmergel-Serie, die gelegentlich bis 10 cm dicke Einschaltungen von Kalkruditen enthält. Die Grenze zum Turon ist unsicher, liegt jedoch noch innerhalb dieser Kalkmergel-Serie.

Die Mikrofaune der Kalk-Mergel-Wechselfolge ist gekennzeichnet durch einen hohen Anteil an glattschaligen Ostrakoden (bis zu 40 %), wie er sonst in keinem anderen Obercenoman-Profil beobachtet werden konnte. Der Plankton-Anteil in der Foraminiferenfaune ist mit ca. 30 % relativ niedrig. Die Fauna ist allerdings sehr spärlich und schlecht erhalten. Auch dies ist "normalerweise" in der "Flysch à boules"-Fazies nicht bekannt. Die nächsthöhere relativ gut erhaltene Probe des Turon aus dem Hangenden der Kalkruditlagen

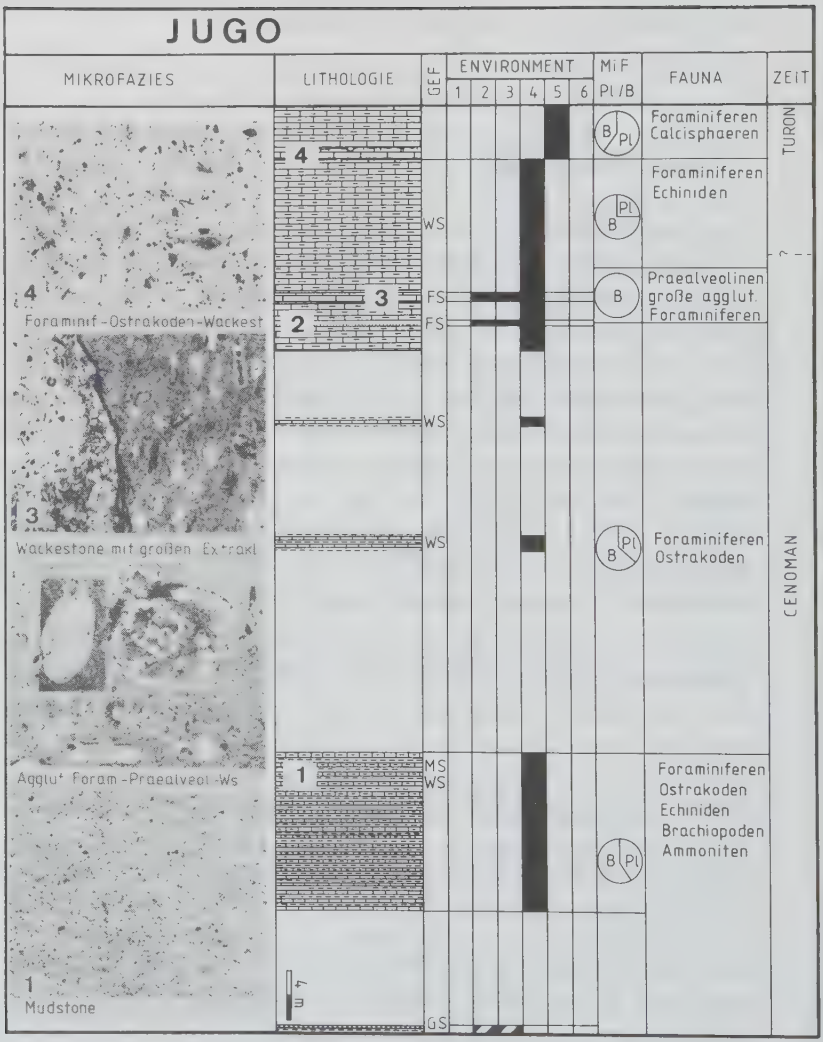


Abb. 32: Profil Jugo, E' Murguía

enthielt bereits über 60 % Plankton. Allerdings war auch in dieser Probe der Ostrakoden-Anteil mit ca. 10 % noch höher als normal. Dies deutet darauf hin, daß diese Fauna durch salzhaltige Diapirwässer beeinflußt sein könnte, wie das REITNER (1983) für das Alb und Untercenoman nachwies.

Die Komponenten der Kalkrudite, die sich in den mittleren Teil der Kalkmergel-Serie einschalten, stammen aus einem flachmarinen Bereich. Es handelt sich im einzelnen um rote Tonfetzen, bis mehrere Zentimeter große Komponenten von gut ausgewaschenen Karbonatsanden (Abb. 32.3), die z.T. Meniskus-Zemente zeigen, was auf Auftauchbereiche im Bereich dieser aufgearbeiteten Karbonatsande hindeutet.

Weiterhin finden sich große und kleine Sandschaler (Taf. 1, Fig. 3), verschiedene Arten von Praealveolina (Abb. 32.2, Taf. 1, Fig. 1, 2), Rotalgen (Taf. 1, Fig. 6), Rudistenreste (Taf. 1, Fig. 4), Austern, Echinodermen, Dasycladaceen (Taf. 1, Fig. 5), Bryozoen, Ostrakoden, Lenticulinen, miliolide und kalkschalige Foraminiferen, sehr selten Orbitolinenreste und Serpuliden. Die Fauna sowie die Komponenten mit Karbonatsanden (Abb. 32.3) deuten auf eine Karbonatplattform hin, die gelegentlich auch durch Detritus vom Diapir beeinflußt wurde.

Die meist nur um 5 cm dicken Bänke der Kalk-Mergel-Wechselfolge, die Mergelzwischenlagen sind etwa 10-15 cm dick, sowie die Kalkmergelserie zeigen keinerlei Sedimentstrukturen. In den Kalkruditbänken, die in die Kalkmergelserie eingeschaltet sind, kann man gelegentlich mehrfache Gradierung beobachten, meist sind die Komponenten aber "mud-supported". Bei den Kalkbänken der Kalk-Mergel-Wechselfolge handelt es sich vermutlich um feinkörnige Turbidite, die durch Bioturbation total zerwühlt wurden und ihre Sedimentstrukturen verloren, oder es handelte sich um sehr langsame Turbidite, die primär keine Sedimentstrukturen besaßen. Auch die Kalkmergel-Serie ist vermutlich turbiditisch, wie die gelegentlich auftretenden Kalkruditlagen zeigen. Die Kalkruditbänke sind z.T. als Turbidite s.str. zu betrachten, z.T. müssen

sie, besonders die "mud-supported"-Lagen, als Debris Flows interpretiert werden. In der Kalkmergel-Serie wurde ein irregulärer Seeigel gefunden, der noch einen Großteil seiner Stacheln hatte, was für irreguläre, grabende Seeigel absolut ungewöhnlich ist. Möglicherweise wurde der grabende Seeigel von einem Turbiditstrom verschüttet und behielt so seine Stacheln.

Als Herkunftsort für die flachmarinen Komponenten muß ein Flachwassergebiet in unmittelbarer Nähe angenommen werden. Dafür kommt nur der Diapir von Murguía selber in Frage. Die Karbonatplattformen in der Sierra de Cantabria und den Montes de Obarenes sind dafür zu weit entfernt. Der Diapir von Murguía muß also im Obercenoman eine Beule gebildet haben, auf der sich eine kleine Karbonatplattform bilden konnte. Die roten Tonfetzen, sehr wahrscheinlich resedimentierte Keupertone, deuten darauf hin, daß der Diapir von Murguía auch im Obercenoman an manchen Stellen durchgebrochen war.

12.3.2. Die Fazies des westlichen Vitoria-Beckens

Dieser Fazies-Typ kann etwa von Manurga bis nach Ullibarri Gamboa verfolgt werden. Relativ gut aufgeschlossen, wenigstens Teile des Profils, ist dieser Fazies-Typ E' von Ullibarri Gamboa an der Straße nach Landa.

Das Obercenoman des W' Vitoria-Beckens zeigt die typische "Flysch à boules"-Fazies mit einer fast regelmäßigen Wechselfolge von Kalkbänken und Mergellagen. Die Gesamtmächtigkeit beträgt, aus der geologischen Karte abgetragen, etwa 100 m. Die Mächtigkeit der Kalkbänke variiert zwischen 5 und 10 cm, die Dicke der Mergellagen zwischen 10 und 15 cm. In manchen Profilabschnitten sind die Kalkbänke und Mergellagen nahezu gleich dick. Im oberen Teil der Folge wurden bei Ullibarri Gamboa zwei "Ölschiefer"-Lagen gefunden. Der Übergang zum Liegenden und Hangenden ist nirgendwo direkt aufgeschlossen.

Die Mikrofauna hat noch einen relativ hohen Anteil an Ostrakoden (rd. 20 %). Der Planktonanteil an der Foraminiferenfauna ist mit etwa 40 % etwas höher als in der Jugo-Fazies und dürfte damit eine etwas tiefere Wassertiefe anzeigen.

Die Kalkbänke sind meist strukturlos und von senkrecht zur Schichtung verlaufenden Kalzitadern durchzogen. Beim Verwittern entstehen daher längliche bis rundliche Gebilde, die auf französisch "boules" genannt wurden, wovon der Name "Flysch à boules" herrührt (CIRY & MENDIZABAL 1949). In frischem Zustand sind die Bänke jedoch oben und unten scharf begrenzt. Gelegentlich wurden regellos angeordnete irreguläre Seeigel in den Bänken gefunden. In manchen Bänken konnten auch Bioturbationsspuren beobachtet werden, die eine Durchwühlung der Bänke und dadurch eine Verwischung der ursprünglichen Sedimentstrukturen indizieren.

Die Kalkbänke werden als Turbidite interpretiert analog zur Jugo-Fazies. Allerdings ist die Fazies des W' Vitoria-Beckens proximaler, verglichen mit der Jugo-Fazies. Dafür sprechen die dickeren Bänke und die größere Mächtigkeit.

Die Herkunft des Materials der Kalkturbidite ist unsicher. Vermutlich muß jedoch, wie beim Material der Kalkturbidite des E' Vitoria-Beckens (siehe nächstes Kapitel), ein Liefergebiet im Bereich des Aitzgorri-Blockes angenommen werden, sodaß die Proximalität dieses Faziesraums, verglichen mit der Jugo-Fazies, verständlich wird.

12.3.3. Die Fazies des südlichen Vitoria-Beckens

Dieser Fazies-Typ ist nur aus den Bohrungen Castillo-1 und Castillo-5 bekannt. In diesen Bohrungen wurden ca. 1000 m Cenoman erbohrt, wovon etwa 400 m auf das Obercenoman entfallen. Es handelt sich um Mergel und Kalkmergel. Anscheinend fehlt hier die typische "Flysch à boules"-Fazies.

Diese Fazies hat Beziehungen zum Cenoman des Estella-Beckens, wo ähnliche Fazien und Mächtigkeiten bekannt sind (LÖGTERS & VOORT 1968, RAMIREZ DEL POZO 1971, SCHWENTKE 1983).

12.3.4. Die Fazies des östlichen Vitoria-Beckens

Dieser Fazies-Typ ist etwa vom Pantano de Zadorra nach Osten bis über Alsasua hinaus, wo er nicht mehr weiter untersucht wurde, entwickelt. Allerdings müssen zwei Subfazien unterschieden werden, die jeweils die Extremvariationsbreite dieses Fazies-Bereiches darstellen: die Ozaeta-Fazies und die Galarreta-Fazies. Die Mächtigkeit variiert zwischen 150 m (Pantano de Zadorra) und etwa 20 m (Galarreta). Die Maximalangabe ist jedoch mit einer gewissen Unsicherheit behaftet, da sie aus der geologischen Karte abgetragen wurde. Aufschlüsse finden sich zwischen dem Pantano de Zadorra und Alsasua immer wieder.

Bei der Ozaeta-Subfazies (Profil Ozaeta/Guevara, Abb. 33) handelt es sich um eine Kalk-Mergel-Wechselfolge, die sich dadurch auszeichnet, daß die Kalkbänke relativ mächtig sind. Es wurden Bankdicken bis zu 40 cm gemessen. Die durchschnittliche Bankdicke beträgt allerdings nur etwa 15-20 cm. Die Mergellagen sind etwa 10-15 cm dick. Die Foraminiferenfauna enthält "nur" etwas über 40 % gekieltes Plankton, die Benthosfauna ist sehr divers.

Der Übergang zur liegenden Larrinzar-Fazies ist nicht aufgeschlossen. Zum Top verschwinden die Kalkbänke und es werden Kalkmergel sedimentiert, die bereits über 60 % Planktonanteil an der Foraminiferenfauna führen. Diese Kalkmergel sind bereits dem Übergangsbereich Cenoman/Turon (archaeocretacea-Zone, Einteilung nach ROBASZYNSKI & CARON (1979)) zuzuordnen.

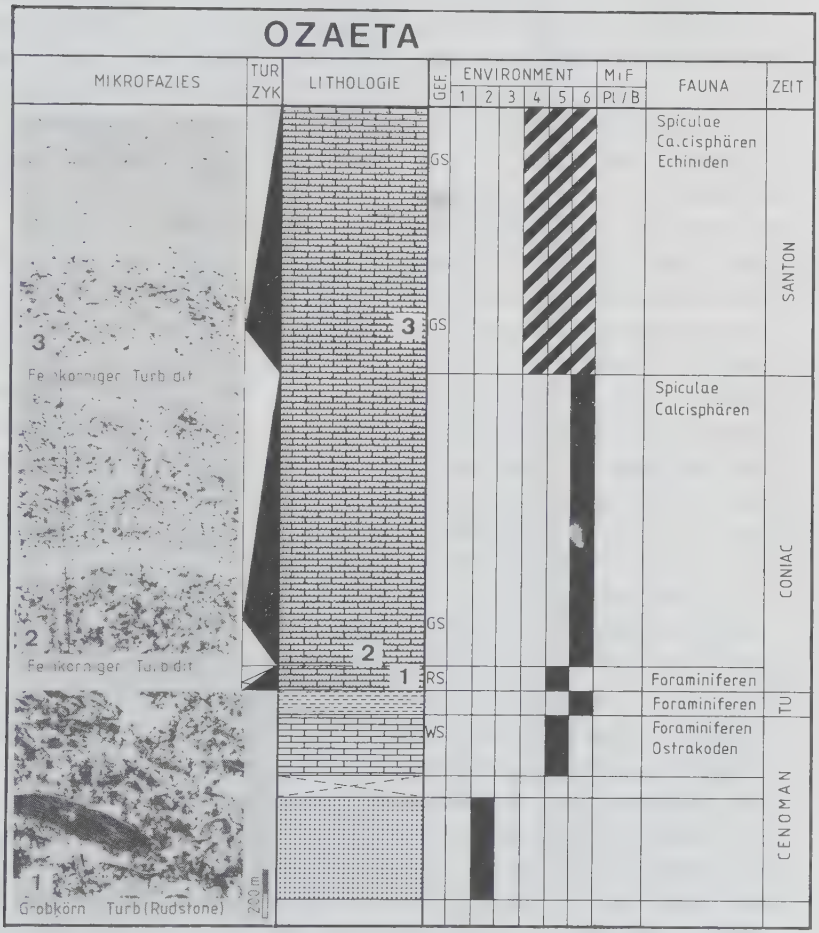


Abb. 33: Profil Ozaeta/Guevara. Lokalität siehe Abb. 31.

Die Bänke zeigen meist keine Sedimentstrukturen, aber intensive Bioturbation. In einer dicken Bank (rd. 40 cm dick) wurden Slumpingstrukturen gefunden. Aus den Slumpingstrukturen ergibt sich eine Hangneigung von NW nach SE. Die Mächtigkeit der Ozaeta-Subfazies scheint nach E hin abzunehmen, allerdings sind die Aufschlüsse sehr schlecht. Einen weiteren Bereich, der fast an die Fazies der Ozaeta-Subfazies herankommt, kann man östlich von Arriola beobachten. Der "Flysch à boules" wird hier wieder mächtiger (rd. 100 m) und bildet einen eigenen Höhenrücken. Kalkbänke und Mergellagen sind nahezu gleich dick (10 - 15 cm). Die Mikrofauna besteht überwiegend aus Foraminiferen und sehr stark untergeordnet aus glattschaligen Foraminiferen. Der Planktonanteil beträgt hier etwa 50 %. Das direkte Hangende und Liegende ist nicht aufgeschlossen. Im weiteren Verlauf des Liegenden folgen die blauen Tone des Oberalb, im Hangenden befinden sich die Kalkturbidite des Coniac. Die "Flysch à boules"-Fazies keilt nach E bis Galarreta fast vollständig aus. Die Galarreta-Subfazies stellt die andere Extremfazies des "Flysch à boules" dar. Im Profil Galarreta (Abb. 34) sind lediglich noch etwa 20 m Mergel aufgeschlossen, in die sich relativ wenige, nur max. 5 cm dicke Kalkbänke einschalten, Die Mergellagen sind meist 10-15 cm dick. Die Kalkbänke sind z.T. gradiert (Abb. 33.1) und führen an der Basis Feinsand. Die Foraminiferenfauna besteht zu über 50 % aus gekieltem Plankton. Im weiteren Aufschlußverlauf nach E, etwa in der Höhe des Schwimmbades von Araya, NW'Araya, nimmt die Mächtigkeit der Ciordia-Formation ziemlich rasch wieder auf ca. 100 - 150 m zu. Der "Flysch à boules" bildet wieder einen eigenen Höhenrücken. Die Bankdicke der Kalkbänke steigt wieder auf 10 - 15 cm an, die Mergellagen sind um 10 cm dick. Der Planktonanteil an der Foraminiferenfauna steigt auf über 60 % an. Nach E wird die Mächtigkeit des "Flysch à boules" langsam immer geringer. Bei Illarduya schalten sich im Top des "Flysch à boules" zwei "Ölschiefer"-Lagen ein. Die "Ölschiefer"-Lagen enthalten lediglich planktonische oder nektonische Organismen, wie Foraminiferen, Inoceramen und schlecht erhaltene Ammoniten.

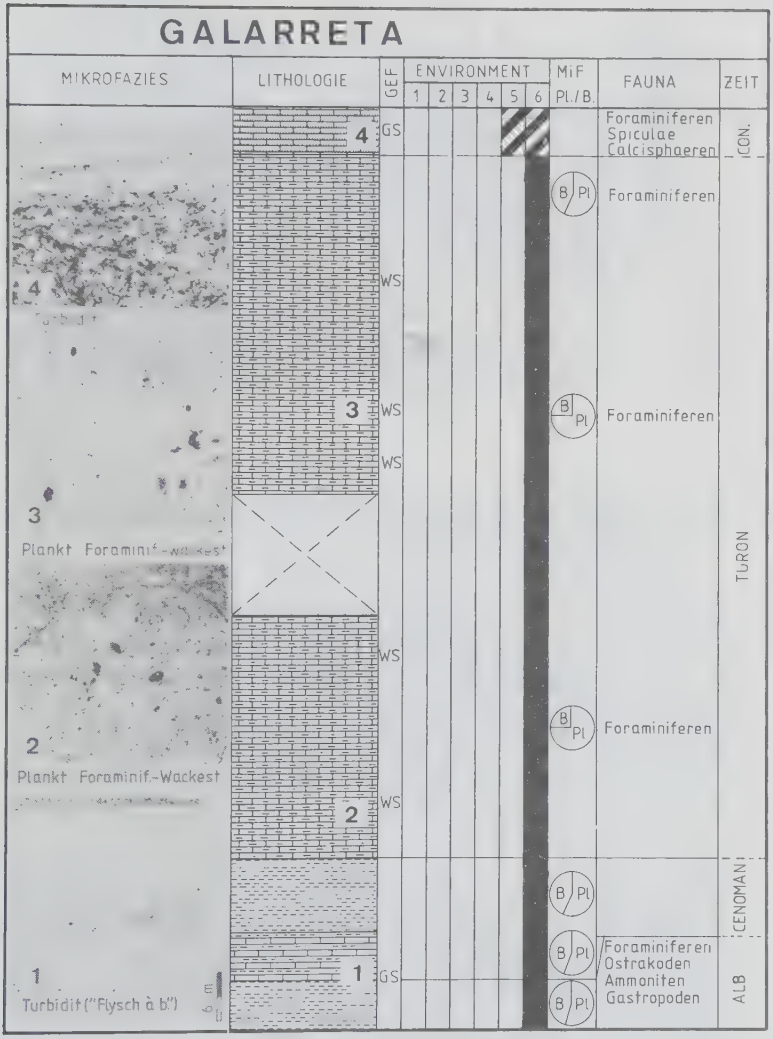


Abb. 34: Profil Galarreta, N' Salvatierra

Das Fehlen von Benthos deutet auf eine Stagnationsphase hin.

Im Aufschlußverlauf des "Flysch à boules" nach E erreicht der Planktonanteil der Foraminiferenfauna bei Alsasua (Straßendurchbruch der N-1) mit ca. 90 % einen absoluten Höhepunkt. In Alsasua sind allerdings die Kalkbänke nur noch etwa 5 - 10 cm dick. Gelegentlich ist "thickening-" und "thinning-upward" zu beobachten. Manche Bänke zeigen Gradierung. Auch hier findet sich am Top der Serie eine "Ölschiefer"-Lage. Mit ca. 30 - 40 m Mächtigkeit nähert sich das Profil von Alsasua der Galarreta-Subfazies. Der Arraya-Sedimentkörper des "Flysch à boules" zeigt damit eine starke Asymmetrie und ist nach E ausgelängt.

12.4. Sedimentationskörper im Cenoman des Vitoria-/Estella-Beckens

Aus der Verteilung der Gesamtmächtigkeiten und der Bankdicken ergeben sich mindestens drei voneinander unabhängige Sedimentkörper, die auf drei Fan-Systeme von Karbonatturbiditen zurückzuführen sind. Sie werden hier mit Ozaeta-/Guevara-, Arriola- und Arraya-Fan bezeichnet (Abb. 35, 36, 37). Es handelt sich um primär feinkörnige Kalkturbidite (Mud- bis Feinarenitfraktion), da sich in keinem Fan-System gröbere Komponenten fanden, auch nicht in ca. 40 cm dicken Bänken, was sich aus der SADLER-Beziehung (SADLER 1982) von Korngröße und Bankdicke eigentlich ergeben sollte. Alle drei Fan-Systeme können dem äußeren Lobe- bis Fan Fringe-Bereich zugeordnet werden. Es fanden sich öfters "thickening-" und "thinning-upward"-Sequenzen, wie sie für diesen Teil eines Turbidit-Fans charakteristisch sind. Außerdem fehlen Anzeichen z.B. des "inner fan"-Bereiches (Channel-Bildung, Debris-Flows etc.).

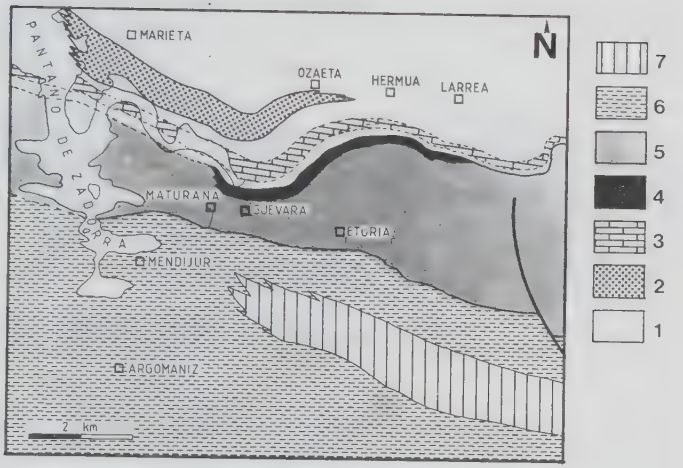


Abb. 35: Lage der Kalkturbidit-Fans von Guevara/Maturana/Ozaeta.
Legende: 1. Cenoman und älter (undifferenziert)
2. Larrinzar-Fazies (Untercenoman)
3. "Flysch à boules" (Obercenoman)
4. Proximaler Fan-Bereich der Kalkturbidite des Coniac
5. Distaler Fan-Bereich und Hintergrundsedimentation des Coniac
6. Oberkreide (undifferenziert)
7. Kalkturbidit-Fan von Dallo (Santon).
Der Kartenausschnitt basiert auf den geol. Karten von Spanien, 1:50000, Blatt No. 112, Vitoria und Blatt No. 113, Salvatierra, sowie Geländebefunden.

Die Schüttungsrichtung ließ sich in keinem Fall direkt bestimmen, da Strömungsmarken an den Unterseiten der Bänke ausnhamslos fehlen. Auch konnten keine Schrägschichtungen beobachtet werden. Allerdings ergab sich im Profil Ozaeta ein Anhaltspunkt für die Hangneigung aus einer Slumpingstruktur. Die Hangneigung war zumindest im Profil Ozaeta von NW nach SE.

Aus der Form der Sedimentkörper ergibt sich ein weiterer Hinweis, daß diese Hangneigung auch die Transportrichtung

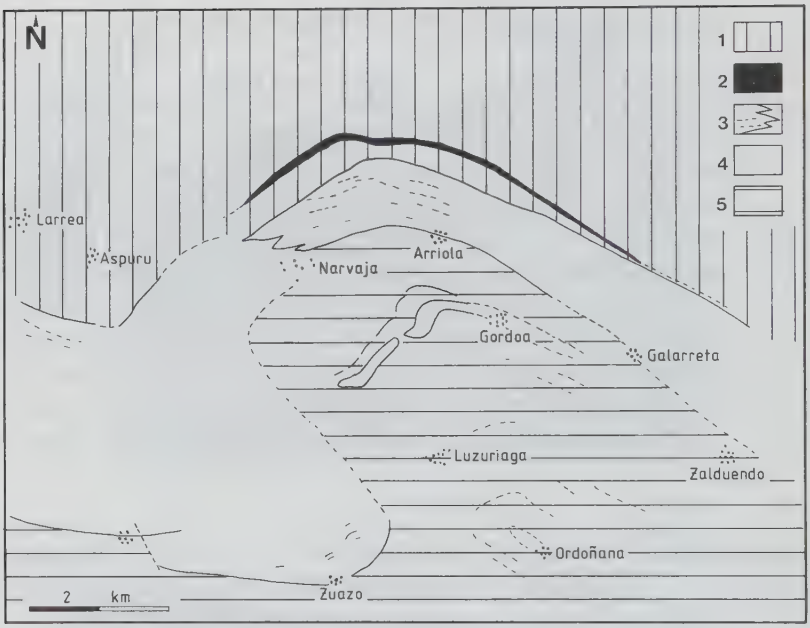


Abb. 36: Lage der Turbidit-Fans von Arriola (nach Luftbildaufnahmen und Geländebefunden).
Legende: 1. Cenoman und älter (undifferenziert)
2. "Flysch à boules"-Fan
3. Kalkturbidite des Coniac (proximaler Fan-Bereich)
4. Kalkturbidite des Coniac (distaler Fan-Bereich)
5. Oberkreide (undifferenziert)

war. Die Sedimentkörper sind asymmetrisch und nach E ausgelängt. Die größten Mächtigkeiten und die größten Bankdicken werden immer im westlichen Ende des Sedimentkörpers erreicht. Aus diesen Fakten ergibt sich relativ eindeutig, daß die Karbonatturbidite in ein von NW/W nach SE/E geneigtes Becken eingeregelt waren. Damit ist nur noch die Herkunft des Materials zu klären.

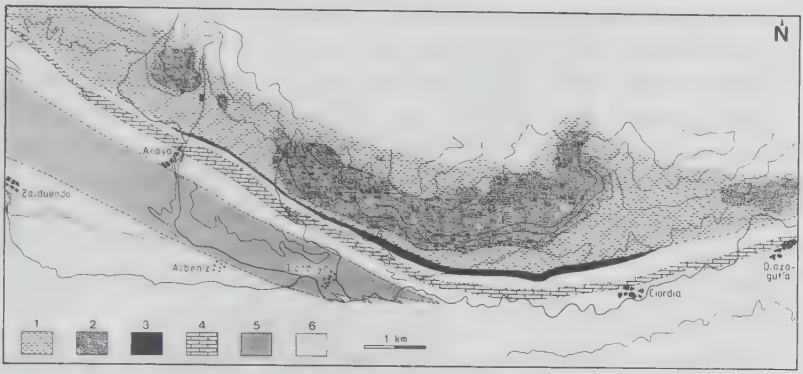


Abb. 37: Lage der Kalkturbidit-Fans von Arraya.
Legende: 1. Alb (undifferenziert)
2. Oberalb-Riffkalke
3. Lezaun-Fazies (Arraya-Fan, Untercenoman)
4. "Flysch à boules" (Obercenoman)
5. feinkörnige Kalkturbidite des Arriola-Fans (Coniac)
6. Oberkreide (undifferenziert)
Der Kartenausschnitt basiert auf der geol. Karte von Spanien, 1:50000, Blatt No. 113, Salvatierra, Geländebefunden und Luftbildern.

Die Turbidite müssen von einer Karbonatplattform stammen, die sehr viel Mikrit produzierte, auf der aber sehr wenig terrigenes Material vorhanden war. Leider sind die Komponenten, die sich in manchen Lagen des "Flysch à boules" finden, zu fein (Arenit-Fraktion), um direkte Rückschlüsse auf den ursprünglichen Typ von Karbonatplattform machen zu können. Ein Faziesraum, der als Liefergebiet in Frage käme, ist die Praealveolinen-Fazies. Die Praealveolinen sind miliolide Großforaminiferen, die sehr leicht in Mikrit zerfallen. Außerdem sind Praealveolinen mit Kalkalgen assoziiert, die ebenfalls sehr viel Mikrit produzieren. Aus diesen Überlegungen heraus könnte sich eine Inselplattform in Praealveolinen-Fazies als mögliches Liefergebiet für die Kalkturbidite des "Flysch à boules" ergeben.

Die Praealveolinen-Plattform im Bereich der Sierra de Cantabria ist allerdings zu weit entfernt bzw. schließt die Fazies- und Mächtigkeitsverteilung im Vitoria-/Estella-Becken diese Möglichkeit aus. Daher bleibt als mögliches Liefergebiet nur eine postulierte Praealveolinen-Karbonatplattform auf dem Aitzgorri-Block übrig. Es könnte sich um eine durchgehende Plattform gehandelt haben, deren Material in drei Canyons in das Becken transportiert wurde, oder um drei kleinere, voneinander getrennte Plattformen, da der Aitzgorri-Block auch in sich untergliedert war.

Eine zweite Möglichkeit muß allerdings ebenfalls in Betracht gezogen werden. Das Ausgangsmaterial der Kalkbänke des "Flysch à boules" könnten Coccolithenschlämme gewesen sein, die ursprünglich an den steilen Hängen des Aitzgorri-Blokkes sedimentiert wurden und später infolge Instabilität als feinkörnige, langsame Turbidite in das S' anschließende Becken transportiert wurden.

Der Murguía-Diapir bildete im südlichen Verbreitungsgebiet des "Flysch à boules" eine Aufbeulung, auf der sich eine kleinere Diapir-Karbonatplattform in Praealveolinen-Fazies ansiedelte. Allerdings wurde diese Fazies von Diapirwässern und -detritus stark beeinflußt.

12.5. Morphologie und Struktur des Oblique-slip-fault-Beckens im Obercenoman

Das Basko-kantabrische Oblique-slip-fault-Becken zeigte im Obercenoman eine starke Subsidenz (siehe auch Subsidenzkurven, Abb. 42, 43 und Sedimentationsratendiagramm, Abb. 59), die allerdings im S des Beckens wesentlich größer war als im Nordteil (Abb. 38). Während im S des Beckens, z.B. Bohrung Castillo-1 (S' Vitoria-Becken) oder der Bohrung Zuniga-1 (Gastiain-Antikline, Estella-Becken) 1000 m bzw. 1200 m Genoman sedimentiert wurden, lagerten sich im N stellenweise unter 50 m Cenoman ab (z.B. Galarreta). Dies ergibt anscheinend ein klar asymmetrisches Becken.

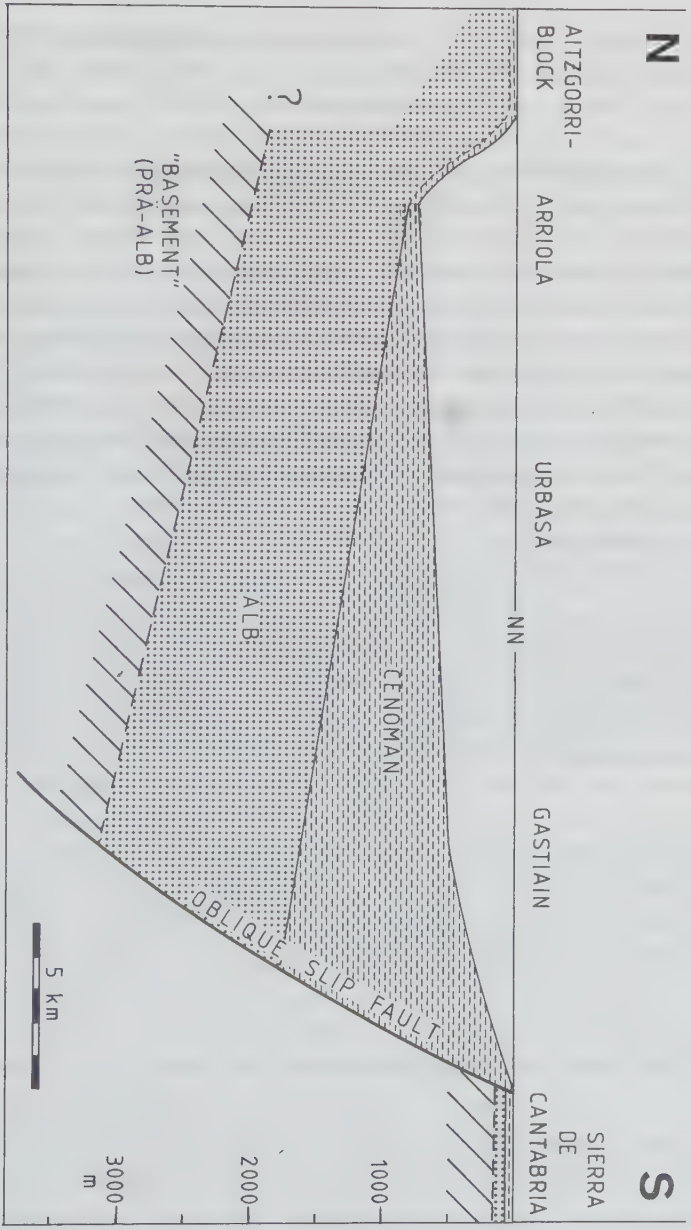


Abb. 38: Querprofil durch das Oblique-slip fault-Becken von der Sierra Cantabria zum Aitzgorri-Block während des Cenoman. Berücksichtigt sind unterschiedliche Mächtigkeiten und die vermutete Wassertiefe.

Allerdings sah jedoch die morphologische Gliederung anders aus. Aufgrund des Planktonanteils der Foraminiferen ist von einer von S nach N zunehmenden Wassertiefe auszugehen. Die Fazies des Beckens hatte dann von S nach N etwa folgende Gliederung. Im S (etwa Bereich Sierra de Cantabria) ist eine Praealveolinen-Plattform anzusiedeln, die flacher als ca. 20 m war und nach N in Mergel übergeht. Das Beckentiefste lag dann unmittelbar S des Aitzgorri-Blockes, der mit einem relativ steilen Abbruch zu diesem Becken folgte. Der S' Hang war dagegen relativ schwach geneigt (unter 1°). Für den N' Abbruch vom Aitzgorri-Block sind wohl etwa 5-10° anzunehmen. Diese Berechnungen erfolgten unter der Annahme einer Bathymetrie von etwa 500 m für das Beckentiefste des "Flysch à boules". Außerdem muß mit einer nach E zunehmenden Wassertiefe gerechnet werden (siehe unten unter Kap. Bathymetrie).

Der Bereich um oder zwischen den Diapiren von Murguía und Orduña stellte etwa die Grenze zwischen den Faziesbereichen des Vitoria-/Estella-Beckens und des Villasana de Mena-Beckens dar. Vermutlich bildete dieser Bereich eine größere Aufbeulung, was z.T. auch durch die Faziesverteilung angenommen werden kann.

13. ZUR FAZIES DES TURON

13.1. Bemerkungen zur Einteilung der höheren Oberkreide in Formationen

Die kalkig-mergelige-sandige Oberkreide (Turon bis Obercampan) des Vitoria-Beckens zeigt, von wenigen Ausnahmen (Kalkturbidit-Fazies, Delta-Fazies) abgesehen, keine derartigen lithologisch-faziellen Unterschiede. die eine Ausscheidung von vier Formationen rechtfertigen würden, wie dies AMIOT (1982) durchführte. Die Olazagutia-, Sierra de Atalaya- und Vitoria-Formation werden daher gestrichen. Die Barranca-Formation (aus Barranca-Member bei AMIOT 1982) wird dafür erheblich ausgeweitet und umfaßt lithologisch-faziell die mergelig-kalkigen Becken- und Schelf-Fazien des Vitoria-Beckens von Turon bis Obercampan. Die Barranca-Formation ist in diesem Umfang nur im östlichen Vitoria-Becken (Barranca) bei Olazagutia entwickelt. Sie läßt sich möglicherweise in eine Reihe von Member untergliedern, die aber mit Sicherheit nur schwer einzugrenzen sind.

Im zentralen Vitoria-Becken schalten sich in die Barranca-Formation die Kalkturbidite der Zadorra-Formation. Im westlichen Vitoria-Becken wird sie im Untersanton durch die Kalke der Nanclares de Oca-Formation ersetzt. Im zentralen und westlichen Vitoria-Becken progradiert im Obercampan ein Delta-System, das hier als Montes de Vitoria-Formation ausgeschieden wird.

Im Liegenden wird sie im gesamten Becken von der Ciordia-Formation begrenzt. Im Hangenden folgt die Puerto de Olazagutia-Formation des Maastricht.

Das Turon ist nach dieser Einteilung den basalen Teilen der Barranca-Formation zuzurechnen.

13.2. Die Fazies des Turon

Die Fazies des Turon im Vitoria-Becken ist relativ einheitlich ausgebildet, vielleicht mit Ausnahme des Murguía-Diapirs. Charakteristisch für das Turon ist die vergleichsweise geringe Mächtigkeit im Bereich der Aufschlußverhältnisse. Meist liegt sie unter 30 m. Dies führt auch dazu, daß das Turon nicht in allen Profilen nachgewiesen werden konnte. Nach Süden, etwa in der Bohrung Castillo-5 steigt die Mächtigkeit jedoch rasch an.

Der Übergang vom Cenoman ist im allgemeinen dadurch gekennzeichnet, daß die Turbiditsedimentation aufhört und pelagische Mergel, Kalkmergel und Kalke sedimentiert werden. Der Übergang zum Coniac konnte nicht exakt festgelegt werden, jedoch konnte der Beginn der im Top wiedereinsetzenden Turbidit-Sedimentation mit schneegansi-Zone (Oberturon - Unterconiac) (ROBASZYNSKI & CARON 1979) festgelegt werden. Sie werden von RAMIREZ DEL POZO (1971) bereits dem Coniac zugerechnet. Die Kalkturbidite werden daher als "Coniac" bezeichnet, obwohl das nicht unbedingt stimmen muß. Die nächsthöhere Foraminiferen-Zone (concavata-Zone), die Coniac sicher bewiesen hätte, wurde allerdings nicht gefunden, da sich zwischen den Kalkturbiditen nur in einem Fall eine brauchbare Fauna fand.

Das Turon soll nach RAMIREZ DEL POZO (1971) sehr lückenhaft sein. Da keine speziellen stratigraphischen Untersuchungen durchgeführt wurden, läßt sich das nicht explizit nachweisen oder widerlegen. Allerdings läßt die Beobachtung von Hartgründen eher auf eine Bestätigung schließen. Jedoch muß möglicherweise die Behauptung abgeschwächt werden, daß z.B. das Unterturon oder das gesamte Oberturon fehlt, da in etlichen Profilen (z.B. Alsasua) Unter- und Oberturon in geringer Mächtigkeit nachgewiesen werden konnte.

Die Mergel, Kalkmergel und Kalke des Turon sind im allgemeinen durch einen sehr hohen Anteil (über 50 %) an gekielten planktonischen Foraminiferen an der Gesamtforaminiferen-

fauna charakterisiert. Allerdings läßt sich auch im Turon eine deutliche Zunahme nach Osten hin erkennen. Während das Turon im Diapir von Murguía (möglicherweise eine Sonderfazies) lediglich etwa 50-60 % gekieltes Plankton führt, bei einem hohen Anteil an Calcisphären, kann es bei Alsasua zur Sedimentation von nahezu reinen "Globotruncanen"-Wackestones kommen. Im Turon ist der terrigene Einfluß am geringsten, auch die Karbonatplattformen auf dem Aitzgorri-Block sind verschwunden. Dies wird verständlich durch die im Unter-/Mittel-Turon zu beobachtende Transgression weit auf den Ebro-Kontinent (FLOQUET 1983). Im Vitoria-/Estella-Becken führte diese Transgression zur Pelagisierung und zum Absinken der erwähnten Karbonatplattformen auf dem Aitzgorri-Block.

Auf dem Murguía-Diapir (und auf dem Aitzgorri-Block?) bildeten sich in der helvetica-Zone (Unter-/Mittel-Turon) Hartgründe aus, die auf Sedimentationsunterbrechungen schließen lassen. Die Hartgründe (Limonitkrusten) sind z.T. besiedelt mit sessilen Foraminiferen. Im Bereich des Murguía-Diapirs wurden auch brekziöse Kalke beobachtet, die möglicherweise verrostete Komponenten von Ophiten führen. Damit ist das Auslaufen des Diapirs von Murguía auch im Turon wahrscheinlich gemacht.

Die weitverbreitete Pelagisierung führte nicht zu einer Reliefnivellierung. Die Konfiguration des Oblique-slip-fault-Beckens änderte sich im Turon nicht, da im Süden des Bekkens ca. 500 m sedimentiert wurden, verglichen mit der geringen Sedimentation im Vitoria-Becken. Auch an der bathymetrischen Gliederung des Cenoman dürfte sich nichts geändert haben.

14. DIE FAZIES DES CONIAC

14.1. Charakterisierung der Fazies

In die Mergel des Oberturon/Unterconiac (schneegansi-Zone) schalten sich Kalkturbidite ein. Die Kalkturbidite werden von RAMIREZ DEL POZO (1971) dem "Coniac" zugerechnet. Da keine genaueren DAtierungen möglich waren, wird diese Ansicht übernommen, allerdings immer mit der Berücksichtigung, daß die Basis der Kalkturbidite möglicherweise doch noch dem Oberturon zuzurechnen ist. In den höheren Partien konnten keine Faunen mehr gewonnen werden, da die Hintergrundsedimentation praktisch nicht mehr vorhanden ist. Auch die Obergrenze ist nicht sicher. Auch hier konnte den Angaben von RAMIREZ DEL POZO (1971) und der geologischen Karte nichts hinzugefügt werden. Die Grundsedimentation des Coniac besteht aus Mergeln und Kalkmergeln, für die sich zumindest an der Basis ein Planktonanteil an der Foraminiferenfauna von 60 % nachweisen ließ (Profil Ozaeta/ Guevara). In diese Grundsedimentation schalten sich in allen Profilen, allerdings mit stark unterschiedlicher Korngröße, Kalkturbidite ein, die die Hintergrundsedimentation fast völlig unterdrücken.

Ein möglicherweise durch Kalkturbidite kaum beeinflußter Faziesraum ist das Coniac des Murguía-Diapirs ("Echiniden-Fazies").

Es können zwei Sedimentationsräume im Vitoria-Becken ausgeschieden werden, die durch die Elguea-Querstruktur voneinander getrennt sind, das E' Vitoria-Becken und das W' Vitoria-Becken. Im E' Vitoria-Becken ließen sich insgesamt drei Fan-Systeme lokalisieren.

14.2. Terminologie

Für die Kalkturbidite des Coniac bis Untersanton wurde von AMIOT (1982) die Zadorra-Formation aufgestellt, ohne jedoch diese als Kalkturbidite anzusprechen. Die Bezeichnung erscheint sinnvoll und kann im selben Umgang übernommen werden.

14.3. Die Kalkturbidite von Guevara/Maturana

In einem Steinbruch NE' der Ortschaft Guevara unterhalb des Berges Guevara, stehen bis 30 cm dicke Bänke von Kalkruditen an, die sich hier in Mergel einschalten. Die Mergel enthalten eine reiche Foraminiferenfauna, die allerdings überwiegend aus planktonischen Foraminiferen besteht (rd. 70 %).

An der Straße von Maturana nach Ozaeta, kurz hinter Maturana, wurden ebenfalls in einem kleinen Steinbruch Kalkturbidite abgebaut, die auch durch den Straßenbau an dieser Stelle angeschnitten wurden. Die Lagen mit Rudit-Fraktion kommen in den unteren 100 Metern der Kalkturbiditserie vor, deren Gesamtmächtigkeit rd. 500 m beträgt.

Die einzelnen Lagen zeigen nur selten Gradierung oder Lamination, obwohl die Korngrößen u.U. 5 cm erreichen können. Auch der Matrixgehalt ist unterschiedlich. Es kommen auch Lagen ohne Matrix vor (Grain-, Rudstones). Allerdings zeigen die Komponenten dann im Dünnschliff oft eine vage Einregelung. Sehr häufig finden sich Dish-Strukturen (Taf. 2, Fig. 2) und aufgearbeitete Komponenten (Taf. 2, Fig. 1, 3, 4). Fast alle Bänke sind zerwühlt und die Grabspuren wittern weiß heraus. Oft sind die unregelmäßigen Freßbauten, die von oben her in die Turbidite eingreifen, die einzigen Kriterien für einzelne Events, da diese z.T. so dicht aufeinanderfolgen, daß es zu keiner Hintergrundsedimentation kam und daher mehrere Events eine Bank bilden können.

Manche Bänke keilen auf kürzester Distanz aus, bildeten also Channels (siehe Taf. 5, Fig. 2) oder zeigen "dunes" oder Schrägschichtung (Taf. 5, Fig. 5), die auf eine Schüttungsrichtung von NW/W nach SE/E hindeuten, oder sind "geslumpt" (Taf. 5, Fig. 1). Im Profil Maturana lassen sich vor allem im Liegenden der Turbidite und zwischen den untersten Turbiditen Slumpingstrukturen beobachten (Taf. 5, Fig. 3, 4), die ebenfalls eine Hangneigung von NW nach SE ± 20/30° haben. Manche Slumpinglagen lösten sich bereits auf und gingen in Debris Flows über (vgl. Taf. 5, Fig. 4), ein Hinweis auf eine Hangneigung von über 2°. In einer Bank wurde in einem Seeigel auch eine fossile Wasserwaage (Taf. 2, Fig. 6) gefunden, die allerdings auf eine Hangneigung von über 10° hindeuten würde.

Gelegentlich ließen sich auch Fluchtspuren von Seeigel beobachten (Taf. 5, Fig. 6). Im Steinbruch Guevara wurden auf einer Schichtfläche Seeigel mit Stacheln gefunden, die am Ende ihrer Grabspur lagen und offensichtlich von einem Turbidit verschüttet wurden.

Die Korngröße der Turbidite nimmt nach W hin sehr rasch ab bzw. verschwindet in der Hintergrundsedimentation. Innerhalb von 500 m von Maturana nach Westen verschwindet der Höhenzug, der durch die Kalkturbidite gebildet wird. Die Abnahme der Korngröße nach E ist langsamer, jedoch wird auch hier schon nach wenigen Kilometern Arenitfraktion erreicht. Dies ergibt das Bild eines asymmetrischen, nach E ausgelängten Turbidit-Fan, ein weiterer Hinweis auf die Transportrichtung und die Beckenneigung.

Die Sedimentstrukturen bei Maturana (Channeling, Grain-Flows etc./ deuten darauf hin, daß das Zentrum des Fans bzw. der Channelausgang etwa hier lag. Channeling ist ein gutes Indiz für den Middle-Fan-Bereich (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975). Es handelt sich um ein retrogrades System, das relativ rasch mit grobkörnigen Lagen einsetzt, die nach oben feiner werden. Im Profil Guevara/Ozaeta (Abb. 33) kann nocheinmal eine Zunahme der Korngröße beobachtet werden,

was auf eine zweite kurzzeitige Progradation des Fans hindeutet.

14.4. Fauneninhalt der Kalkturbidite von Guevara/Maturana

14.4.1. Untersuchungsmethoden

Von den Kalkturbiditen von Guevara/Maturana wurden ca. 30 Dünnschliffe hergestellt. Etwa 20 verschiedene Proben wurden mit Salzsäure aufgelöst, um die in den Schliffen sichtbaren Spiculae herauszulösen. Dabei enthielten einige Säurerückstände nicht nur Spiculae, sondern z.T. auch recht gut erhaltene Säureleichen. Darauf wurde die Suche auf einige Bänke beschränkt, um eine größere Fauna zu erhalten. Die Fauna, die aus den Säurerückständen gewonnen wurde, kann auch von Bank zu Bank differieren.

14.4.2. Fauneninhalt

Die größten Komponenten (Ø bis 5 cm) sind meist Austernschalen und Echinodermenbruchstücke (meist Stacheln von regulären Echiniden) (Taf. 2, Fig. 1, 5). Die Häufigkeit der Austern ist allerdings sehr unterschiedlich. Der Hauptfaunenbestand der Kalkturbidite sind allerdings Schwammspiculae. In Bänken mit Ruditfraktion wurden auch ganze Schwammwurzeln herausgelöst oder auch größere Teile des Schwammskelettes. Die Diversität der Spiculae ist enorm. Es ließen sich die Ordnungen Choristida, Hexactinellida (Hexactinosa, Lychniscosa) und 5 von 6 Unterordnungen der Ordnung Lithistida nachweisen (vgl. KRÜGER 1977). (Eine Auswahl findet sich auf Tafel 3, Fig. 1-6.) Sehr häufig sind weiterhin Serpel und Bryozoen. Rotalgen sind in manchen Lagen ebenfalls recht häufig, dagegen fehlen andere Algen fast völlig.

Sehr divers ist die Foraminiferenfauna. Aus manchen Lagen konnte eine reichhaltige, planktonische Foraminiferen-Assoziation herausgelöst werden. Die Säureleichen zeigen oft bis ins Detail gehende Innenausgüsse mit den Poren, Kielen und ersten Kammern (Taf. 4, Fig. 1-4).

Unter den benthonischen Foraminiferen kommen große, agglutinierende, primitive Sandschaler (Lituoliden) vor, die jedoch Kalkpartikel agglutiniert hatten, sodaß die Schalen ebenfalls, wie bei den kalkschaligen Foraminiferen, weggelöst sind. Nicht besonders häufig kommen agglutinierende Großforaminiferen (Taf. 4, Fig. 5) vor, deren aus Kalkpartikeln aufgebautes Gehäuse z.T. weggelöst, z.T. wegen leichter Verkieselung erhalten ist (Taf. 5, Fig. 6). Sehr häufig sind Lenticulinen (Taf. 4, Fig. 4), Milioliden (Quinqueloculinen) sowie andere benthonische, agglutinierende und kalkschalige Foraminiferen. Ostrakoden wurden relativ selten beobachtet. Gelegentlich wurden auch Gastropoden-Innenausgüsse gefunden, die noch die Primär- und Sekundärgehäuse-Abschnitte zeigen. Sehr selten kommen auch stark abgerollte Rudistenbruchstücke vor. Die Bänke zeigen sehr häufig Spurenfossilien, meist unregelmäßige Freßbauten. Weiterhin kommen in manchen Lagen sehr häufig bis 2-3 cm große Klasten von Calcisphären-Spiculae-Wackestones (Taf. 2, Fig. 1, 3) und Calcisphären-Foraminiferen-Wackestones vor. In zwei Lagen wurden auch sehr selten rote Tonfetzen beobachtet. Ansonsten waren die Kalkturbidite vollkommen frei von detritischem Material. Dadurch wird auch verständlich, daß die großen agglutinierenden Foraminiferen nur Kalkpartikel und Spiculae agglutiniert haben.

14.5. Herkunft der Kalkturbidite

Beckenkonfiguration und Hangneigung lassen nur eine Möglichkeit zu, die Herkunft vom Aitzgorri-Block. Im Bereich des Aitzgorri-Blockes müssen sich also im Oberturon/Unterconiac wieder größere Karbonatplattformen angesiedelt haben.

14.6. Rekonstruktion der Bioherme

Ein Faziesmodell der Bioherme bzw. Karbonatplattformen, von denen die Kalkturbidite ausgingen, könnte ungefähr wie folgt ausgesehen haben. Allerdings muß dabei berücksichtigt werden, daß bestimmte Organismengruppen (Aragonitschaler) u.U. völlig heraussortiert bzw. weggelöst wurden.

Um das Aitzgorri-Hoch befand sich eine "Barriere" aus einzelnen Austern-Patches. Hinter diesen Patches könnten sich in einzelnen vollmarinen Bereichen auch Rudistenrasen befunden haben. Dazwischen gab es sicherlich Bereiche, in die Karbonatsande transportiert wurden. Möglicherweise sind einzelne Bereiche der Karbonatplattform auch von auslaufenden Diapirmassen beeinflußt worden. In diesen Bereichen können auch die großen agglutinierenden Foraminiferen überleben. Vor der "Barriere" befanden sich vermutlich Rotalgen-Krusten, die beckenwärts in Calcisphären-Spiculae-Wackestones übergingen.

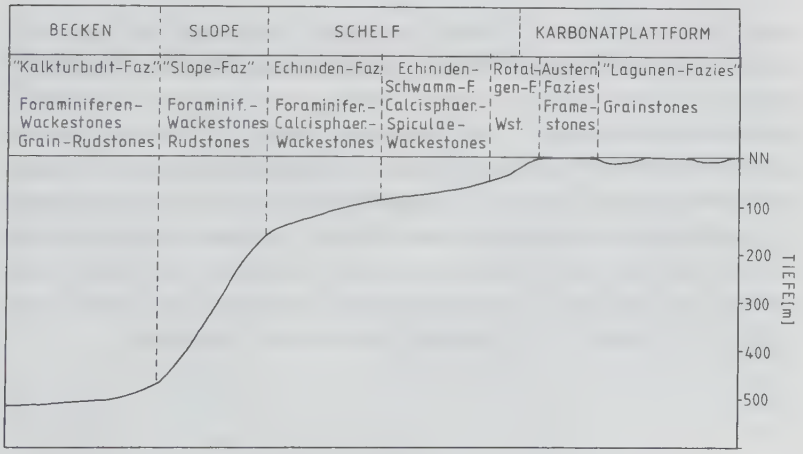


Abb. 39: Vermutete Faziesverteilung im Coniac von der rekonstruierten Karbonatplattform auf dem Aitzgorri-Block bis zur Beckenfazies mit Kalkturbiditen (ohne horizontalen Maßstab).

In diesem Bereich muß auch die diverse Schwammfauna angesiedelt werden. Die Wackestones wurden von grabenden Seeigeln durchwühlt. Je tiefer man an diesem Hang kam, desto reicher wurde die Foraminiferenfauna. Der Planktonanteil der Foraminiferenfauna nahm zu. Dieser Bereich wurde von Rinnen durchquert, die von der Karbonatplattform ausgingen und Material in das Becken transportierten. Dabei wurden die Calcisphären-Spiculae-Wackestones z.T. erodiert und mittransportiert.

Die Beckenfazies bestand aus Foraminiferen-Wackestones, die von grabenden Seeigeln zerwühlt wurden. In diese Foraminiferen-Wackestones schalten sich die Kalkturbidite ein und wurden in die Beckenlängsachse von NW nach SE eingeregelt. In Abb. 39 wird diese vermutete Faziesverteilung dargestellt.

14.7. Vergleich der rekonstruierten Karbonatplattform

Die rekonstruierte Karbonatplattform läßt sich gut mit dem Anacacho-Limestone in Texas, einem atoll-artigen Karbonatkörper um einen kretazischen Vulkan, vergleichen. Dort beobachtete LUTTRELL (1974) eine aus Austernbioherme aufgebaute "Barriere" mit Lagunenbereichen zwischen dem Vulkan und der "Barriere". Die bewegten Flachwasserlagunen waren allerdings, im Unterschied zum Aitzgorri-Hoch, von klastischen und Karbonatsanden dominiert. Vor den Austernbiohermen folgte ein aus Rotalgen-Krusten aufgebautes "fore-reef", das in offenmarine Echiniden-Wackestones überging.

14.8. Die Kalkturbidite von Arriola
(vgl. auch Abb. 40)

Ein weiterer Turbiditfan-Bereich ließ sich N' von Arriola lokalisieren (Abb. 36). Dort nimmt die Korngröße in den basalen Lagen auf Ruditfraktion zu, die Bankdicke steigt auf 20-30 cm an. Die Komponenten sind allerdings praktisch nicht mehr zu bestimmen. Allerdings ist in den meisten Lagen nur Lamination und "cross lamination" zu beobachten. Relativ häufig ist bankinternes slumping, gelegentlich sind auch ganze Bänke "geslumpt". Die Slump-Richtung ist ± 20/30° von W nach E gerichtet. Der Sedimentkörper ist asymmetrisch und nach E zu ausgelängt. Dies belegt eindeutig, daß die Kalkturbidite in ein von W nach E geneigtes Becken eingeregelt sind.

Die Herkunft kann zwar nicht mit Sicherheit rekonstruiert werden, jedoch ist auch hier ein Herkunftsgebiet im Bereich des Aitzgorri-Blockes anzunehmen. Auch die originäre Plattform läßt sich wegen der geringen Korngröße nicht mehr rekonstruieren. Es ist jedoch anzunehmen, daß sie ähnlich aussah wie die rekonstruierte Karbonat-Plattform auf dem Elguea-Hoch.

Der Arriola-Fan ist retrograd, d.h. er setzt an der Basis rasch mit relativ grobkörnigen Turbiditen ein und wird nach oben feiner. Der Aufschlußbereich bei Arriola ist etwa dem Outer Fan-/Fan Fringe-Bereich zuzuordnen. Die Gesamtserie ist etwa 700 m mächtig.

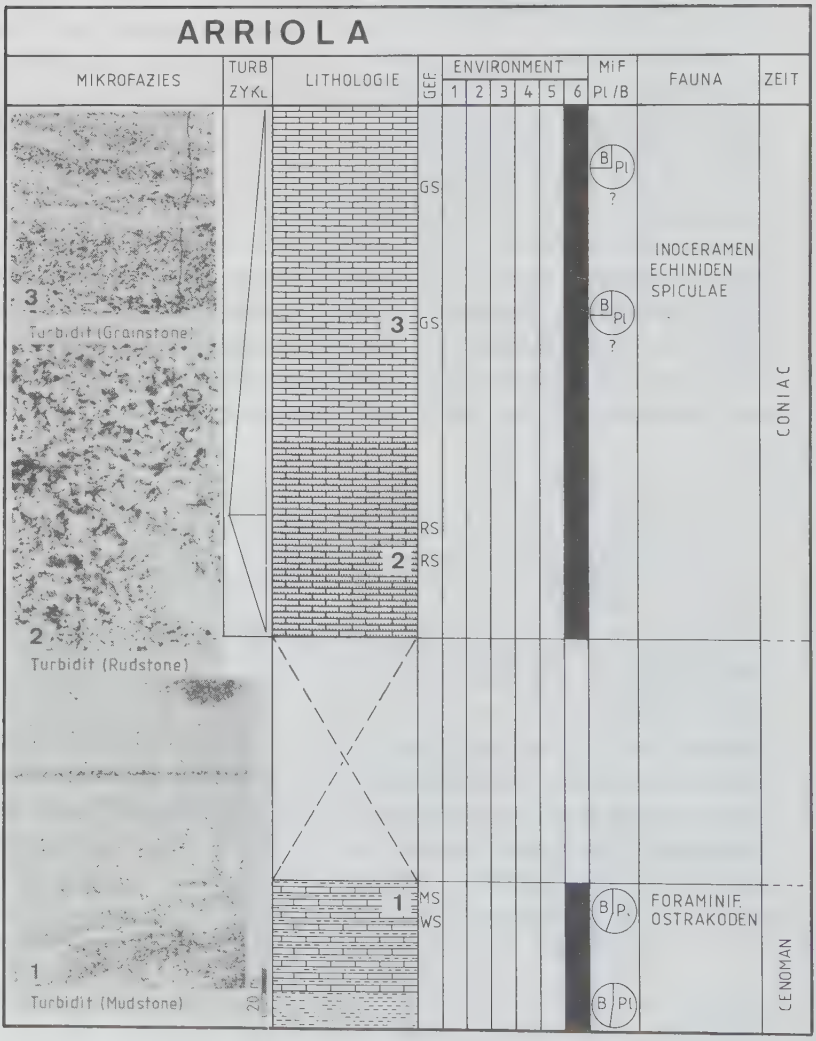


Abb. 40: Profil Arriola (Arriola liegt ca. 5 km N' von Salvatierra, siehe Lokalitätsskizze).

14.9. Die Kalkturbidite von Ullibarri Gamboa

An der Straße von Vitoria nach Ullibarri Gamboa ist am Pantano de Zadorra ein Profil mit feinkörnigen Turbiditen des Coniac aufgeschlossen. Die Turbidite zeigen lediglich Parallel-Lamination mit z.T. Mikrogradierungen und "cross lamination". Komponenten konnten keine bestimmt werden. Bestimmbare Fossilien wurden ebenfalls keine gefunden. Die Schüttungsrichtung ist nicht klar. Als Herkunftsgebiet kommen der Gorbea-Block oder die Karbonatplattform im Bereich des Diapirs von Orduña in Frage. Auch der Aitzgorri-Block wäre als Liefergebiet durchaus denkbar. Die Gesamtmächtigkeit der Serie beträgt ca. 600 m.

An der Basis der Serie sind synsedimentäre Diskordanzen (Taf. 6, Fig. 6), z.T. mit rotierten Blöcken (Abb. 41, Taf. 6, Fig. 5), und synsedimentäre Abschiebungen (Abb. 44, Taf. 6, Fig. 3, 4) und Überschiebungen (Taf. 6, Fig. 1, 2) zu beobachten. Daraus lassen sich Hangneigung bzw. Abschiebungsrichtung in etwa berechnen. Die Abschiebungsrichtung ist etwa von NE nach SW. Dies stimmt gut mit den von REITNER (1983) im Alb beobachteten synsedimentären Bewegungen

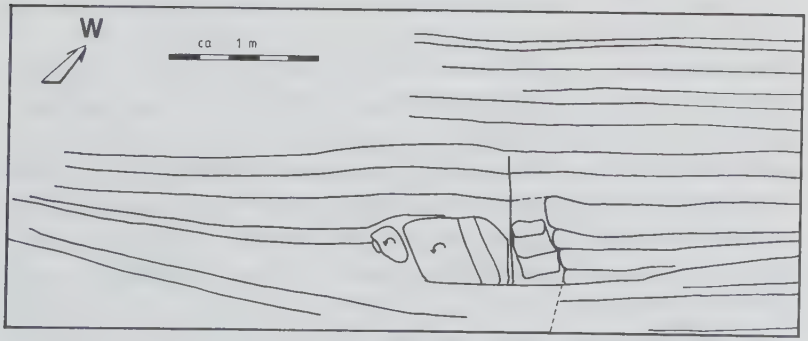


Abb. 41: Interpretationszeichnung einer synsedimentären Abschiebung mit einem rotierten Block (vgl. Taf. 6, Fig. 5) an der Straße von Vitoria nach Ullibarri Gamboa.

im Liegenden des Profils überein. Diese synsedimentären Bewegungen müssen auf eine größere, NNE-SSW streichende, nach W absinkende Abschiebungszone zurückzuführen sein, an der u.U. auch die N-S-ausgelängten Diapire von Treviño und Peñacerrada aufgedrungen sein können. Die Abschiebungszone markiert das Westende des Elguea-Hochs (Abb. 35).

14.10. Gliederung des Oblique-slip-fault-Beckens im Coniac

Die Hauptsubsidenz des Beckens lag auch weiterhin im Südteil des Beckens, allerdings werden auch im W' Vitoria-Bekken ähnlich hohe Sedimentmächtigkeiten erreicht. Die bathymetrische Gliederung war wie im Obercenoman. Das Becken war jedoch vermutlich etwas flacher, da es zur Ausbildung ausgedehnter Karbonatplattformen kam.

Im Süden des Beckens befand sich eine Karbonatplattform, die z.T. über den Bereich der Oblique-slip-Zone nach Norden vorgewachsen war und eine größere Ausdehnung als die Praealveolinen-Plattform im Obercenoman hatte. Die Coniac-Plattform des S' Vitoria-/Estella-Beckens war stark in sich gegliedert. Die Gliederung ist vermutlich auf Salzwanderungen im Untergrund zurückzuführen (SCHWENTKE 1983, WIEDMANN et al. 1983). Nach Norden schloß sich ein flachgeneigter Hang an, auf dem Mergel und Mergelkalke sedimentiert wurden. Unmittelbar vor dem steilen Anstieg des Aitzgorri-Blockes lag der tiefste Teil des Beckens, in das Karbonatturbidite sedimentiert wurden, die von Karbonatplattformen auf dem Aitzgorri-Block geschüttet wurden. Auch diese Plattform hatte vermutlich eine größere Ausdehnung als die Obercenoman-Plattform, da z.B. bei Guevara sehr proximale Turbidite gefunden wurden. Diese Turbidite lassen auf eine geringere Entfernung der Karbonatplattform schließen, als vergleichsweise die Kalkturbidite der Ciordia-Formation. Die Beckenorientierung war im E' Vitoria-Becken von NW nach SE.

Unklar bleibt allerdings die Beziehung des W' Vitoria-Beckens zum E' Teil. Mit großer Wahrscheinlichkeit war die Elguea-Struktur auch eine morphologische Schwelle, da die Kalkturbidite des E' Vitoria-Beckens im Aufschlußverlauf nach W etwa an der Elguea-Querstruktur enden. Das Einsetzen der Kalkturbidite des W' Vitoria-Beckens im weiteren Aufschlußverlauf nach W ist dann wiederum an den Abbruch der Elguea-Struktur gebunden. Die Herkunft der Turbidite ist allerdings unsicher. Der Diapir von Murguía war anscheinend zu dieser Zeit nicht morphologisch wirksam, da sich keine Sonderfazies auf dem Diapir erkennen läßt.

15. BATHYMETRIE

Ein heikles Thema ist die Bathymetrie vor allem der Cenoman-, Turon- und Coniac-Mergel, in die sich im Obercenoman und ?Oberturon/Unterconiac Kalkturbidite einschalten. Die Foraminiferenfauna mit hohem Planktongehalt deutet zwar auf eine größere Wassertiefe (unter 300 m) hin, könnte im Extremfall auch in 1000 m Wassertiefe abgelagert worden sein. Um wenigstens Größenordnungen zu erhalten, wurden folgende Überlegungen angestellt.

Vor allem die Slumpingstrukturen in den Mergeln, die teilweise in Debris Flows übergehen können, wie das z.B. im Profil von Guevara beobachtet werden konnte, sowie die bankinternen Slumpingstrukturen in den Kalkturbiditen von Arriola implizieren eine starke Hangneigung des Beckens von NW nach SE. Um Slumpingstrukturen im Normalfall entstehen zu lassen, müssen Hangneigungen von mindestens 1-2° vorhanden sein (LEWIS 1976), meist aber mehr. Dies ergibt auf die Strecke zwischen Guevara und Olazagutía umgerechnet Bathymetrieunterschiede von 500 - 800 m. Da aber auch bei Guevara Bathymetrien tiefer als 300 m angenommen werden müssen, ergeben sich für Olazagutía Wassertiefen von 800 bis 1100 m. Man kann möglicherweise davon ausgehen, daß im Bereich des Fans von Guevara höhere Hangneigungen vorhanden sind als in den äußeren Fan-Bereichen etwa bei Olazagutía. Trotz alledem muß mit Wassertiefen von 700 - 1000 m für Olazagutía gerechnet werden.

Anhaltspunkte für die Wassertiefe können unter bestimmten Umständen auch mit einem anderen Verfahren ermittelt werden. Aus den Mächtigkeiten der einzelnen Kreidestufen eines Profils, aufgetragen gegen die Zeit (Zeitskala nach ODIN 1982), ergibt sich die Sedimentationssummenkurve, die, da es sich fast ausschließlich um marine Sedimente handelt, eine minimale Subsidenzkurve ist. Wären alle Sedimente eines Profils im Intertidalbereich abgelagert worden, so wür-

de die Sedimentationssummenkurve exakt die Subsidenzkurve darstellen. Die Kompaktion kann in diesem Fall vernachlässigt werden, da sie nur für die oberen 500 m gilt (HAMILTON 1976). Eine auf diese Weise korrigierte Subsidenzkurve verliefe nur geringfügig unterhalb der Sedimentationssummenkurve (vgl. auch v. RAD & EINSELE 1980).

Die Subsidenzkurve setzt sich aber bei tiefermarinen Sedimenten aus Sedimentmächtigkeit plus Wassertiefe zusammen. Dies ergibt aber auch u.U. die Möglichkeit einer "Rückprobe", d.h. die angenäherte Bestimmung der Wassertiefe aus einer interpolierten Subsidenzkurve.

In den meisten Profilen des Basko-kantabrischen Beckens ergeben die Sedimentationssummenkurven gut angenäherte logarhithmische Kurven, die aber einen charakteristischen Knick (Verflachung und anschließende Versteilung) im Zeitraum Cenoman bis Santon haben. Es darf davon ausgegangen werden, daß die Subsidenzkurve tatsächlich eine angenäherte logarhithmische Kurve war, und die Differenz zwischen Sedimentationssummenkurve und Subsidenzkurve durch die Wassertiefe erklärt werden kann.

Relativ gut bestimmen lassen sich die Subsidenzkurven für verschiedene Profile des Vitoria-/Estella-Beckens (Abb. 42,43). Es sind wenigstens zwei Punkte bekannt, in denen die Sedimentmächtigkeit auch der Subsidenz entsprach, das Oberalb und das Obercampan, jeweils mit intertidalen und deltaischen Sedimenten. Einen dritten relativ gut einzuengenden Punkt ergeben die Schelfsedimente des Untercampan. Aus diesen drei Punkten läßt sich nun eine Minimal- und eine Maximalsubsidenzkurve ermitteln. Wird dann die Sedimentmächtigkeit der Zeitabschnitte (z.B. Cenoman, Turon und Coniac) mit unbekannter Wassertiefe von der Subsidenzkurve nach oben aufgetragen, ergibt sich die ungefähre Wassertiefe. Das Verfahren ist zwar reichlich ungenau (wahrscheinlich ± 200 m), es ergeben sich jedoch Größenordnungen.

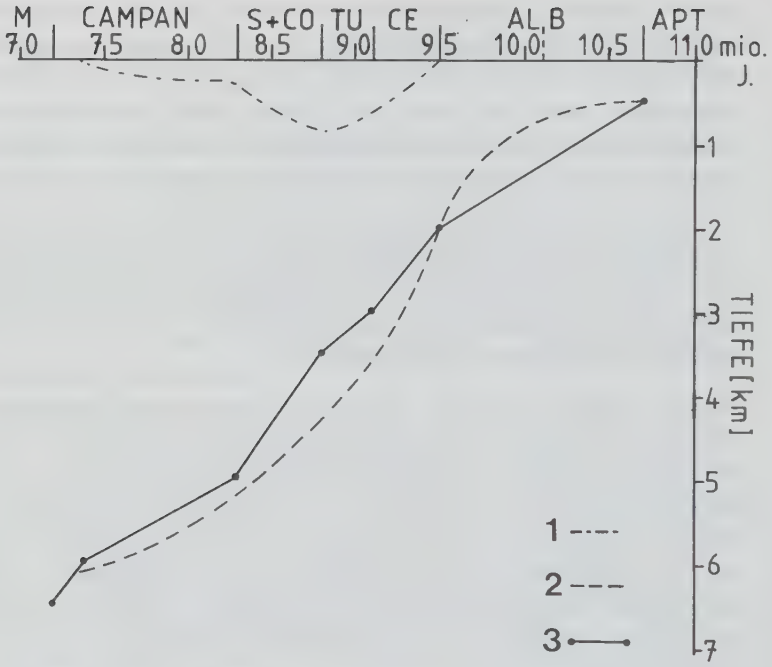


Abb. 42: Subsidenz- und Sedimentationssummenkurve der Bohrung Castillo-5. (Abb.-Erkl. s. Abb. 43)

Für das Vitoria-/Estella-Becken (Bohrung Castillo-5) (Abb. 42) ergeben sich mit diesem Verfahren Wassertiefen von etwa 600 - 1000 m für den Zeitraum Cenoman bis Coniac. Die Wassertiefe ist aber auf der Zeitskala leicht nach oben verschoben, da die Sedimentationssummenkurve zugrunde gelegt wurde. Die Subsidenzkurve und die mit dem obigen Verfahren ermittelte Wassertiefe kann sich natürlich durch lokale Hebungen, z.B. Salzwanderungen im Untergrund, verändern. Dies ist z.B. beim Profil "Estella-Becken" (WIEDMANN et al. 1983) (Abb. 43) der Fall. Dort ergibt die durch die interpolierte Subsidenzkurve ermittelte Wassertiefe Werte von ca. 500 m, was für die Beckenbereiche auch durchaus zutreffen könnte. Daneben gibt es aber auch kleinere Karbonatplattformen (z.B. Gastiain-Antikline), die sehr wahrscheinlich auf Salzbewegungen im Untergrund zurückzuführen sind (SCHWENTKE 1983). In den Profilen des Pull-apart-Beckens

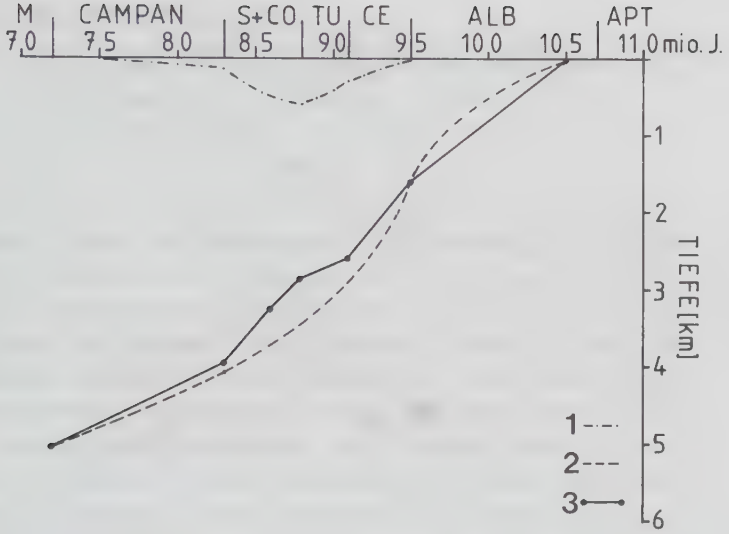


Abb. 43: Interpolierte Subsidenzkurve und daraus resultierende Wassertiefe des Estella-Beckens (Profilmächtigkeiten nach WIEDMANN et al. 1983)
1. Wassertiefenverlauf
2. Subsidenzkurve
3. Sedimentationssummenkurve

ist dieses Verfahren der interpolierten Subsidenzkurven nur sehr schwer durchzuführen, da sichere "Aufhänger" (= gesicherte Wassertiefenwerte) zur Ermittlung der Subsidenzkurve fehlen. In diesen Fällen können die Wassertiefenwerte genausogut geschätzt werden (vgl. Abb. 27), ebenso gilt das für das Profil Olazagutía (Abb. 44).

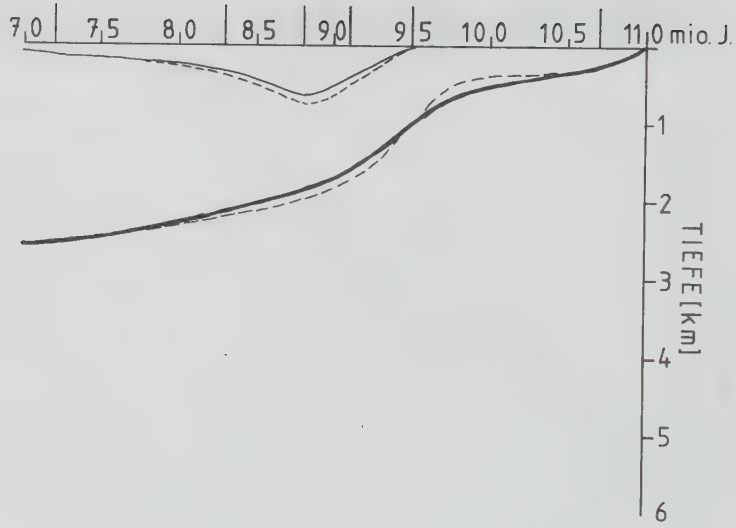


Abb. 44: Interpolierte Subsidenzkurven und daraus resultierende Wassertiefen des Barranca-Profils mit angenommener Minimal-Subsidenzkurve (dicker durchgezogener Strich) und etwas steiler verlaufender Maximal-Subsidenzkurve. Die beiden obigen Kurven sind die daraus resultierenden "Minimal"- und "Maximal"-Wassertiefenkurven.

16. DER AITZGORRI-BLOCK

16.1. Abgrenzung

Die Existenz eines Basement-Hochs N' des Vitoria-/Estella-Beckens, hier als Aitzgorri-Hoch bezeichnet, das während der Oberkreide fazieswirksam war, wurde bereits von FEUILLÉE (1967) postuliert. Er bezeichnete es als "Bouclier alavais", ein Begriff, der auch Teile des SW' Basko-kantabrischen Beckens angewendet wird (RAT 1983). Diese Vorstellung wurde allerdings in FEUILLÉE (1983) und AMIOT (1983c) wieder aufgegeben, aber in dieser Arbeit erneut bestätigt. Die starke Abnahme der Mächtigkeiten auf dieses Gebiet hin, während Cenoman, Turon und Coniac, die synsedimentäre Tektonik am Westrand sowie die Karbonatturbidite, die nur von Norden stammen können, lassen keine andere Erklärungsmöglichkeit zu.

Der Aitzgorri-Block wird im WEsten von einer Abschiebungszone begrenzt, die in das Aramayona-Becken abbricht. Im Apt ist die E-Grenze des Aitzgorri-Blockes etwa E' Olazagutía zu lokalisieren. Dieser Teil sinkt in der Oberkreide allerdings ab, sodaß sich die E-Grenze weiter nach Westen verschiebt (siehe folgendes Kapitel). Der Südrand zum Vitoria-/Estella-Becken war zwar in der Oberkreide relativ steil, jedoch konnten keine markanten Abschiebungen nachgewiesen werden. Die S' Grenze ist also fließend. Am unsichersten ist der N' Rand, da er durch die Aitzgorri-Überschiebung überprägt ist. Die Ausdehnung nach N dürfte jedoch aufgrund der großen Mengen an Karbonatturbiditen, die im E' Vitoria-Becken einen hohen Anteil der Gesamtsedimentmenge bilden, größer gewesen sein, als der heutige Umriß vermuten läßt.

Der Aitzgorri-Block zerbricht im Laufe des Alb in mehrere Teilblöcke, die sich aufgrund der Faziesverteilung ausscheiden lassen. Die Teilblöcke werden von Osten nach Westen mit Alsasua-, Albéniz-Eguino-, Arriola- und Elguea-Hoch bezeichnet (siene REITNER 1984).

16.2. Zur Dynamik des Aitzgorri-Blockes

Der Aitzgorri-Block war noch im Unteralb ein relativ einheitlicher Block, dokumentiert durch eine durchgehende Karbonatplattform. Die Subsidenz des Blockes war zu dieser Zeit erheblich. Im Unter-/Mittelalb zerlegte sich der Block in einzelne Untereinheiten. Im Oberalb haben sich auf allen Teilblöcken, mit Ausnahme des Arriola-Hochs, flachmarine Karbonatplattformen etabliert, die noch im Oberalb erlöschen (REITNER 1980, 1982, 1983).

Im Untercenoman bilden sich erneut flachmarine Fazien auf dem Elguea-Hoch, hier allerdings mit relativ hoher Subsidenz, und auf dem Albéniz-Eguino-Hoch (Arraya-Fan), die zumindest im W-E-Aufschlußverlauf von Becken umgeben sind.

Im Obercenoman deuten die "Flysch à boules"-Turbidit-Fans von Ozaeta, Arriola und Arraya auf Karbonatplattformen und damit auf flachmarine Fazien auf dem Elguea-, Arriola- und Albéniz-Eguino-Hoch hin. Das Alsasua-Hoch im Osten bleibt abgesunken.

Im Verlauf des Unter- und Mittelturon scheinen die Karbonatplattformen zu verschwinden und etablieren sich im Coniac wieder auf dem Elguea- und dem Arriola-Hoch. Das Albéniz-Eguino-Hoch ist abgesunken.

Im Santon läßt sich nur noch auf eine Karbonatplattform auf dem Elguea-Hoch schließen, d.h. die restlichen Teile des Aitzgorri-Blockes sind in das Vitoria-/Estella-Becken miteinbezogen worden.

Im Campan liegen die Aufschlüsse so weit im Süden, daß auf die Dynamik des Aitzgorri-Blockes nicht mehr rückgeschlossen werden kann.

An der Abschiebungszone zum Aramayona-Becken, der W' Grenze des Aitzgorri-Blockes, wurden zumindest von Alb bis Coniac synsedimentäre Bewegungen nachgewiesen. In den nachfolgenden Stufen der Kreide lassen sie sich nicht mehr feststellen, da die Aufschlußverhältnisse diese Sedimente

jüngeren Alters zu weit in den Süden rücken. Während das Aramayona-Becken in der gesamten Unterkreide Beckenfazies aufweist, zeigt die Sedimentation auf dem Aitzgorri-Block flachmarine Verhältnisse an. Möglicherweise blieb diese Gliederung auch in der Oberkreide erhalten.

Die Subsidenz des Aitzgorri-Blockes läßt sich natürlich nicht direkt bestimmen. Allerdings läßt sich das Olazagutia-Profil in erster Näherung dafür benutzen, da dieser Raum zumindest im Alb noch ein Teil des Aitzgorri-Blockes war. Die Subsidenzkurve geht zwar konform mit der Subsidenzkurve im Vitoria-Becken, ist jedoch flacher (Abb. 44).

17. DIE FAZIES DES SANTON

Im Santon lassen sich wiederum zwei Faziesbereiche unterscheiden, das E' und W' Vitoria-Becken. Anscheinend war die Elguea-Querstruktur in dieser Zeit noch morphologisch wirksam.

17.1. Die Fazies des W' Vitoria-Beckens

Nach den stratigraphischen Angaben von RAMIREZ DEL POZO (1971) und RAMIREZ DEL POZO & DEL OLMO ZAMORA (1978) ist an der Basis des Santon die Fazies der "margas muy compactas" ausgebildet. Es handelt sich um mergelige Kalke, die im frischen Zustand eine Bankung zeigen, die im verwitternden Zustand allerdings zerfällt. Die Bänke sind bis 1/2 m dick. Die Kalke führen kaum Makrofossilien. Einige zerbrochene Seeigel, Inoceramenprismen sowie einige Spurenfossilien wurden beobachtet. Im Dünnschliff konnten nur wenige Fossilien, meist Calcisphären, Spiculae und nur sehr selten planktonische Foraminiferen oder Ostrakodenschalen gefunden werden. Daher konnten die stratigraphischen Angaben von RAMIREZ DEL POZO (1971) und RAMIREZ DEL POZO & DEL OLMO ZAMORA (1978) nicht verbessert werden. Die Fazies der "margas muy compactas" wird hier als Nanclares de Oca-Formation bezeichnet, nach der Ortschaft Nanclares de Oca SW' von Vitoria, in deren Umgebung mehrere Steinbrüche in Betrieb sind. Das Environment der Kalke ist nicht ganz klar. Vermutlich handelt es sich um feinkörnige Turbidite (Mud-Fraktion). Die Kalke gehen im Obersanton in Mergel über, die eine reiche Mikrofauna, Seeigel, Inoceramenreste und schlecht erhaltene Ammonitenreste geliefert haben. Die Mikrofauna enthält einen hohen Prozentsatz (ca. 20 %) an glattschaligen Ostrakoden (Bairdien und Cytherellen) sowie eine diverse benthonische Foraminiferenfauna, die auch ei-

nen hohen Anteil an planktonischen Foraminiferen (ca. 50 %) enthält.

Die Mikrofauna kann man als typische Schelffauna betrachten. Auf eine Bathymetrie umgerechnet, bedeutet dies eine Wassertiefe von rd. 150 - 200 m. Die Mergel des Obersanton sind lithologisch nicht von den Mergeln des Untercampan zu trennen. Die Mächtigkeit der Nanclares de Oca-Formation beträgt rd. 400 m, die Mergel des Obersanton, die zur Fazies der Barranca-Formation zu stellen sind, sind etwa 300 m mächtig. Auch hier sind die Mächtigkeitsangaben mit gewissen Unsicherheiten behaftet, da sie aus der geologischen Karte abgetragen werden mußten. Die Größenordnung ist jedoch richtig, da in der Bohrung Castillo-5 ca. 1400 m Coniac und Santon erbohrt wurden.

Die ersten 200 - 300 m Mergel an der Basis der Oro-Scholle im Diapir von Murguía sind noch in das Obersanton zu stellen. Jedoch ist der Planktonanteil an der Foraminiferen-Fauna etwas geringer (unter 40 %) und der Kalkgehalt der Mergel ist höher. Bildete der Diapir von Murguía bereits im Obersanton wieder ein leichtes morphologisches Hoch? Diese Frage kann allerdings nicht mit Sicherheit beantwortet werden, da die Gesamtmächtigkeit des Santon im Murguía-Diapir nicht bekannt ist. Das Auflager des Santon auf die Trias ist tektonischer Natur (vgl. auch v. STACKELBERG 1967).

17.2. Das E' Vitoria-Becken

Im östlichen Vitoria-Becken gibt es zwei Subfazies-Bereiche, das Santon in durchgehend mergeliger "Echiniden-Fazies" (Profil Olazagutía) und die feinkörnigen Kalkturbidite von Dallo, die sich in diese Hintergrundsedimentation einschalten und diese fast vollständig verdrängen. Im Profil Olazagutía soll das Santon nach RODRIGO & ALVAREZ (1972) rd. 700 m mächtig sein, was eindeutig zu hoch ist. Die Gesamtmächtigkeit des Oberkreide-Profils wird von die-

sen Autoren mit rd. 2200 m angegeben. Unter Berücksichtigung des Einfallens der Schichten und des Höhenunterschiedes ergibt sich aus der geol. Karte eine Gesamtmächtigkeit der Oberkreide von höchstens 1500 m (vgl. auch die Angaben von RADIG 1973), d.h. das Santon ist höchstens 400 m mächtig. Die Echiniden-Kreide führt eine reiche Makro- und Mikrofauna. Aus diesem Profil beschreibt WIEDMANN (1980) Ammoniten, grabende Seeigel und eine reiche Mikrofauna. Die Mikrofauna enthält noch einen hohen Anteil an planktonischen Foraminiferen (rd. 50 % und mehr).

Die Kalkturbidite von Dallo sind vermutlich ins Untersanton zu datieren. Allerdings ließen sich aus den Kalkturbiditen keine bestimmbaren Faunen gewinnen, sodaß die Angaben von RAMIREZ DEL POZO (1971), MARTIN ALAFONT et al. (1978) und RAMIREZ DEL POZO & DEL OLMO ZAMORA (1978) übernommen werden mußten. Die Turbidite sind feinkörnig (Arenitfraktion) und zeigen nur Parallel-Lamination. Die Bänke sind ca. 10 - 15 cm dick, zerfallen aber in verwittertem Zustand und sind nur schwer noch als Turbidite zu erkennen. Slumping-Strukturen oder ähnliches konnten nicht beobachtet werden, sodaß die Rekonstruktion der Schüttungs- und Herkunftsrichtung schwierig ist. Der Fan ist allerdings asymmetrisch und nach Osten ausgelängt. Daraus ist zu schließen, daß die Beckenkonfiguration noch ähnlich wie im Coniac war, d.h. das Becken war nach Osten geneigt, und die Karbonatplattform auf den Aitzgorri-Block war noch existent. Dies ist allerdings mit großen Fragezeichen zu versehen, da, wie oben gesagt, nur wenige Hinweise vorliegen. Die Gesamtmächtigkeit der Kalkturbidite, die man auch als Dallo-Formation bezeichnen könnte, beträgt rd. 700 m. Die Dallo-Formation geht zum Hangenden hin wieder in die "normale Echiniden-Fazies" über, die allerdings kalkiger ist als in Olazagutía. Der Übergang zum Untercampan ist "fließend", d.h. es ist keine markante Faziesänderung zu beobachten.

18. DAS MERGELIGE UNTER- BIS OBERCAMPAN (ELEVATA-ZONE) DES VITORIA-BECKENS

18.1. Terminologie und allgemeine Faziesgliederung

Das "mergelige" Unter-/Obercampan des Vitoria-Beckens wird hier, im Gegensatz zu AMIOT (1982) nicht mit dem "sandigen" Obercampan zusammengefaßt, sondern zur Barranca-Formation gestellt, da es sich um zwei faziell sehr verschiedene Serien handelt. Das "mergelige" Campan ist relativ mächtig (bis zu 1000 m). Es besteht im unteren Teil überwiegend aus Mergeln, die eine reiche Mikrofauna, dagegen eine nur spärliche bis keine Makrofauna enthält. Kennzeichnend sind glattschalige Ostrakoden (Bairdien, Cytherellen) und ein Anteil planktonischer Foraminiferen an der Foraminiferenfauna von bis 50 %, was dem äußeren Schelf ungefähr entsprechen würde. Nach oben nimmt der Anteil an Kalkmergel zu, der Plánktongehalt ab. An Makrofaunen stellen sich, oft als dominierendes Element, vor allem Schwämme ein. Diese Schwammfazien sind typisch für die oberen 200 - 300 m dieser Serie im westlichen Teil des Vitoria-Beckens (Puerto de Berrosteguieta, Diapir von Murguía). An verschiedenen Lokalitäten schalten sich Kalkturbidite, Debris Flows und Grain Flows in die Mergel ein. Es handelt sich bei diesen Vorkommen meist nur um wenige Lagen (Bankdicke um 10 cm), Gesamtmächtigkeit der Schüttungskörper 1-3 m, die als Härtlinge herauswittern. Mächtigkeiten bis zu 30 m kommen dagegen bei Olárizu, einem Berg SE von Vitoria, vor. Daher wird dieser Typ von Kalk auch mit Olárizu-Kalk oder Olárizu-Member bezeichnet. Der Name Olárizu-Kalk wurde von v. STACKELBERG (1967) geprägt und auch von RAMIREZ DEL POZO (1971) übernommen. Es besteht, auch aus diesem Grund, kein Anlaß, diese Kalke mit San Pantaleón de Losa-Member zu bezeichnen, wie dies AMIOT (1982) vorschlug. Da das Olárizu-Member ein ganz bestimmter Typ geschütteter Karbonate darstellt und das San Pantaleón de Losa-Member Plattform-Kar-

bonate bezeichnet, ist es nicht sinnvoll, diese gleichzusetzen.

18.2. Die Mass Flows von Olárizu und Monasterioguren (Olárizu-Member) (Abb. 45)

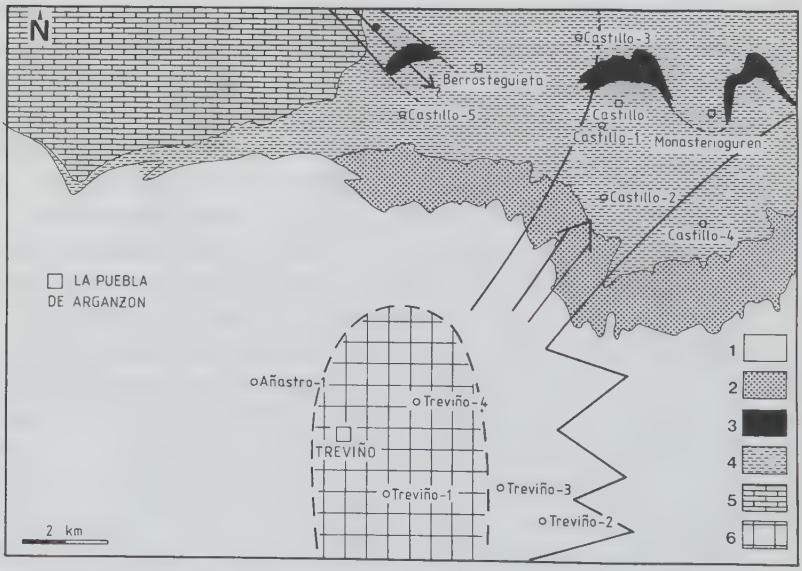


Abb. 45: Lage der Kalkrudite von Gomecha (W' Sedimentkörper), Olárizu (mittlerer Körper) und Monasterioguren (E' Sedimentkörper) in Relation zum möglichen Herkunftsgebiet (Treviño-Diapir).
Legende: 1. Maastricht und jünger
2. Sandiges Obercampan (Montes de Vitoria-Formation)
3. Kalkrudite des Untercampan
4. Mergeliges Untercampan
5. Santon und älter
6. Ungefähre Ausdehnung des Treviño-Diapirs unter der Tertiär-Bedeckung (nach KIND 1967)
Ergänzt nach der geol. Karte 1:50000 (die verschiedenen Bohrungen in diesem Gebiet sind eingezeichnet).

SE von Vitoria tritt morphologisch ein kleiner Höhenrücken in Erscheinung, der Olárizu. E' anschließend und nur durch ein Tal getrennt, befindet sich ein weiterer Höhenrücken.

Die Hügel sind aus Kalkruditen aufgebaut, die dadurch morphologisch herauspräpariert wurden. Die Kalkrudite erreichen im Olárizu ihre größte Mächtigkeit mit ca. 30 m und nehmen nach E hin ab. Auch Korngröße und Bankdicke ist am Olárizu am größten. Dort werden Korngrößen bzw. Komponentengrößen von bis 5 cm und Bankdicken bis 1 m erreicht (Taf. 10, Fig. 4).

18.2.1. Bisherige Arbeiten

Die Mass Flows des Olárizu werden bereits in den Arbeiten von V. STACKELBERG (1967), RAMIREZ DEL POZO (1971) und RODRIGO & ALVAREZ (1972) erwähnt. RAMIREZ DEL POZO (1971) bildet einen Dünnschliff ab und gibt eine Faunenliste der liegenden Mergel an. RODRIGO & ALVAREZ (1972) bilden die Aufschlüsse an der Straße von Vitoria nach Monasterioguren ab. In der geol. Karte 1:50000, Blatt La Puebla de Arganzón (MARTIN ALAFONT et al. 1978), sind die Kalke jedoch nicht ausgeschieden, in den Erläuterungen aber erwähnt. In den Arbeiten von AMIOT (1982, 1983b) werden die Kalke von "Gomecha" und Estíbaliz (unter den Kalken von "Gomecha" sind wohl die Kalke vom Olárizu miteinbezogen), einem "milieux infralittoraux" zugewiesen, was aufgrund der von RAMIREZ DEL POZO (1971) publizierten Daten offensichtlich nicht stimmen kann.

18.2.2. Environment der Mass Flows von Olárizu und Monasterioguren

Die liegenden Mergel der Kalke von Olárizu enthalten eine reiche Mikrofauna. Der Planktonanteil an der Foraminiferenfauna ist mit 50 % sehr hoch, die Benthosdiversität, hauptsächlich kalkschalige benthonische Foraminiferen, ebenfalls. Diese Beobachtung, es liegen mehrere Mikroproben vor, die sich allerdings kaum unterscheiden, zeigen eindeutig, daß diese Mergel dem tieferen Schelf (unter 100 - 150 m) zuzuordnen sind. Die Kalke selber enthalten sehr häufig Austern-Reste (Taf. 7, Fig. 1), Bryozoen, Rotalgen, agglutinierende und benthonische, kalkschalige Foraminiferen, Schwämme (Taf. 7, Fig. 1) und seltener miliolide Großforaminiferen (Lacazina) (Abb. 53.2). Weiterhin sind häufig Echinodermenreste, meist Echinidenstacheln, Glaukonitkörner, authigene Quarze (Taf. 7, Fig. 3) und Extraklasten aus Quarzsanden (Taf. 7, Fig. 2), roten Tonfetzen und opake (?)dolomitische Komponenten sowie Phosphoritknollen. Die authigenen Quarze sind teilweise klar, teilweise aber auch rot und abgerollt.

Der Fauneninhalt der Kalke von Olárizu ist eindeutig aus einem flachmarinen Environment abzuleiten. Dafür sprechen die sehr häuig auftretenden Austern und die milioloden Großforaminiferen. Austern gehen auch in intertidale Bereiche. Rotalgen und Bryozoen sind zwar nicht in dieser Weise tiefenspezifisch, jedoch schließen sich das von der Mikrofauna der liegenden Mergel angezeigte Environment und die von Rotalgen und Bryozoen bevorzugten Biotope gegenseitig aus.

Die Extraklasten aus Quarzgeröllen und Quarzsanden, die roten Tonfetzen, die dem Keuper entstammen könnten, sowie die roten, mehr oder weniger stark abgerollten roten Quarze deuten auf Diapireinflüsse hin.

Auch die klaren authigenen Quarze weisen u.U. darauf hin. Authigene Quarze in dieser Größe bilden sich nach GRIMM (1962) nur unter hypersalinen Bedingungen. Alle diese Be-

obachtungen deuten darauf hin, daß die Komponenten von einem lokal begrenzten Diapirdach-Bioherm stammen, in das gelegentlich Diapirmaterial geschüttet wurde.

18.2.3. Herkunft der Kalke von Olárizu und Monasterioguren

Für die Herkunft der Kalke kommt eigentlich, vor allem auch wegen der Größe und der Menge der Komponenten, nur der Diapir von Treviño, S' von Vitoria, in Frage. Der Diapir von Treviño ist zwar nur erbohrt, zeigt sich jedoch auch anhand der Verstellung der kontinentalen Tertiärschichten, von denen der Diapir bedeckt ist (KIND 1967). Weiter wird diese Vermutung untermauert durch die Bohrungen Castillo-1 und Castillo-2, die genau zwischen den Aufschlüssen der Olárizu-Kalke und dem Diapir von Treviño liegen und in denen diese Kalkrudite ebenfalls angetroffen wurden (MARTIN ALAFONT et al. 1978). Ähnliche Kalke, ebenfalls mit Diapirmaterial, wurden in den Bohrungen Treviño-2 und Treviño-3 E' des Diapirs erbohrt (KIND 1967). Dagegen fehlen diese Kalkrudite in der Bohrung Castillo-5 (MARTIN ALAFONT et al. 1978). Dies deutet darauf hin, daß vom Diapir von Treviño regional begrenzte Schüttungen von Kalkruditen in die NE' und E' anchließenden Becken ausgingen. Die Schüttungen waren vermutlich nicht nur auf das Untercampan beschränkt, wie die Bohrungen Treviño-2 und Treviño-3 zeigen, erreichten jedoch im Untercampan ihre größte Verbreitung. Der Transportmechanismus war teils als Debris Flow, teils wohl schon turbiditisch. Die Schüttung am Olárizu zeigt regressive Tendenz, mit einem relativ raschen Einsetzen grobkörniger Schüttungen, die nach oben zunehmend feiner werden.

18.2.4. Versuch einer Rekonstruktion der Bioherme

Die Komponenten der Kalkrudite deuten auf eine zonierte Karbonatplattform, die man ungefähr wie folgt beschreiben kann. Die wellenresistente Barriere wurde von einem Ring von Austernbiohermen gebildet, die durchaus auch in den intertidalen Bereich reichen konnten. Vor dieser "Barriere" befand sich eine Rotalgenfazies, die die Schalenbruchstücke der Austernbioherme weitgehend zementierten. Hinter der Barriere befanden sich Lagunen, die teils normalmarine, teils hypersalinare Verhältnisse aufwiesen und z.T. von Diapirwässern und -detritus beeinflußt wurden. In den normalmarinen Lagunen befanden sich Seegraswiesen mit miliolden Großforaminiferen. Teile der Plattform wurden aufgearbeitet und wurden als Debris Flows und Turbidite in die umliegenden Becken verfrachtet.

18.3. Die Kalkrudite von Gomecha

Ein weiteres, größeres Vorkommen (bis 10 m Mächtigkeit) liegt W' und SW' der Ortschaft Gomecha (Abb. 45). Auch hier differieren die Fauna der Kalkrudite und die Mikrofauna der liegenden Mergel in ihren Environmentaussagen erheblich.

Die Mergel führen eine reiche Mikrofauna, die aber weniger planktonische Foraminiferen führt (rd. 20 %) als die liegenden Mergel der Kalke von Olárizu. Die Kalkrudite führen dieselben Biogenkomponenten wie die Kalke von Olárizu (Taf. 7, Fig. 4). Jedoch ist der Anteil an Karbonatsanden und Extraklasten höher.

Auch hier kann von einer Herkunft aus einem diapirbeeinflußten Bereich ausgegangen werden. Allerdings ist die Herleitung vom Diapir von Treviño schwierig. Die Bohrung Castillo-5, die genau in der direkten Linie zum Diapir von Treviño liegt, hat nämlich keine Kalkrudite durchteuft. Allerdings muß damit gerechnet werden, daß die Schüttungskör-

per in ein von W nach E geneigtes Becken eingeregelt sind. Dies darf aus der während der Oberkreide gültigen Beckenkonfiguration sowie aus dem unterschiedlichen Planktongehalt der liegenden Mergel von Olárizu und Gomecha geschlossen werden. Für die Kalke von Gomecha könnte man auch einen W' der Bohrung Castillo-5 liegenden Schüttungskörper annehmen.

Die Kalke von Gomecha werden bereits bei AMIOT (1982, 1983b) erwähnt. Er stellt sie aufgrund des Vorkommens von Lacazina, die in den eigenen Proben allerdings nicht gefunden wurde, ins Santon, was aber nicht zwingend ist, da Lacazina bis ins Untercampan reicht. Die Mikrofauna der eigenen Proben ergab Campan.

18.4. Die Kalkturbidite von Estarrona, Martioda und Domaiquia (Abb. 46)

SW' von Vitoria fanden sich in der Questa von Estarrona, z.T. anstehend, z.T. als Lesesteine auf den Feldern, Kalkrudite und -arenite. Auch bei der Ortschaft Martioda, W' Estarrona, wurden in einem kleinen Steinbruch ähnliche Kalke, hier meist Arenite, abgebaut. Auch in den Hügeln von Ullibarri Vina fanden sich Lagen mit feinkörnigen Kalkareniten, die jeweils die Morphologie der Hügel bedingen. Auch ca. 200 - 300 m im Liegenden des "Oro-Kalkes" oberhalb der Ortschaft Domaiquia im Diapir von Murguía fanden sich solche Lagen. Die Lagen sind unter 10 cm dick. Die Komponenten konnten nur aus einer Probe von Estarrona (Taf. 7, Fig. 5) und Martioda (Taf. 7, Fig. 6) einigermaßen bestimmt werden. Es handelt sich um sehr viel Echinodermen-Schutt mit selteneren Austern- und Rotalgenresten. Gelegentlich wurden auch Foraminiferen beobachtet.

Leider ergaben speziell im Fall der Kalke von Estarrona die genommenen Mikroproben aus den liegenden Mergeln keine brauchbaren Mikrofaunen, sodaß die Altersbestimmung bzw.

die Bestimmung des Environment nicht sicher ist. Die Mergel enthielten jedoch auffällig viele Seeigel. Die "Seeigel-Fazies" ist zumindest in den E' Teilen des Vitoria-Beckens eine Fazies des tieferen Wassers (Schelf oder Becken). Die Kalke sind aufgrund der Lagerungsverhältnisse in den Grenzbereich Santon/Campan zu stellen.

Die Mikroprobe aus dem Hangenden der Kalkturbidite von Domaiquia im Diapir von Murguía enthielt noch rd. 20 % planktonische Foraminiferen und ergab Campan.

STACKELBERG (1967) beschreibt einen 2 m mächtigen, linsenförmigen Kalk im Campan des Murguía-Diapirs, oberhalb der Ortschaft Domaiquia, den er mit "Olárizu-Kalk" bezeichnet. Dieser Kalk konnte im Gelände nicht mehr wiedergefunden werden und ist sicher nicht mit den dünnen, 10 cm dikken Lagen gleichzusetzen, die oben kurz beschrieben wurden.

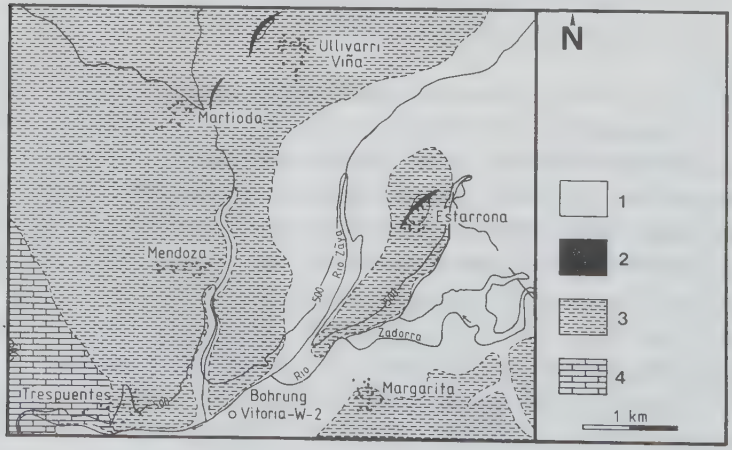


Abb. 46: Lage der Kalkrudite von Estarrona und Martioda.
Legende: 1. Alluvionen
2. Kalkrudite
3. Untercampan
4. Santon
Der Kartenausschnitt basiert auf der vergrößerten geol. Karte von Spanien, Blatt No. 112, Vitoria.

18.5. Die Kalkrudite von Nuestra Señora de Estíbaliz

Die Kalke von Estíbaliz bilden den Höhenzug, auf dem die Wallfahrtskirche Nuestra Señora de Estíbaliz steht. Es handelt sich um sehr sandige Kalke, z.T. als kalkige Sandsteine zu bezeichnen, die aus der stratigraphischen Abfolge etwas älter als die Kalke von Olárizu und Monasterioguren sein müssen. Allerdings wurden in den eigenen Proben keine Komponenten gefunden, deren Bestimmung noch möglich gewesen wäre, da die Korngröße bereits in Feinrudit-, meist jedoch nur in Arenitfraktion ist. AMIOT (1982) stellt sie jedoch zu seiner Formation San Pantaleón de Losa und nimmt wiederum ein "milieu infralittoraux" an. AMIOT (1983b) gibt noch das Vorkommen von Lacazinen an und stellt die Kalke oder Sandsteine in das Obersanton. Lacazina reicht jedoch noch in das Untercampan hinein, und die Mikrofauna unmittelbar im Hangenden deutet bereits auf Untercampan hin. Der Schüttungskörper von Estíbaliz dürfte neben den Vorkommen von Alegría die ältesten Kalkruditschüttungen sein.

Da die Mikrofauna der hangenden Mergel eindeutig eine Schelffazies anzeigt, muß wiederum ein Bereich mit flachmarinen Verhältnissen gefunden werden. Auch hierfür bietet sich nahezu als einzige Möglichkeit der Diapir von Treviño an.

Eine Rekonstruktion des originären Bioherms war aufgrund der eigenen Proben nicht möglich, jedoch müssen aufgrund der Angabe von AMIOT (1983b), daß in diesen Kalkschüttungen Lacazinen vorkommen, ähnliche Verhältnisse angenommen werden wie für die Kalke von Olárizu und Monasterioguren.

18.6. Die Kalke von Guereñu

Etwa 2 km E' von Guereñu (siehe Abb. 47) liegen N' der Straße zwei gegeneinander versetzte Hügel, in denen Kalkrudite abgebaut wurde. Die laterale Ausdehnung des größeren Hügels war etwa 100 m, die des kleineren Hügels unter 50 m. Die

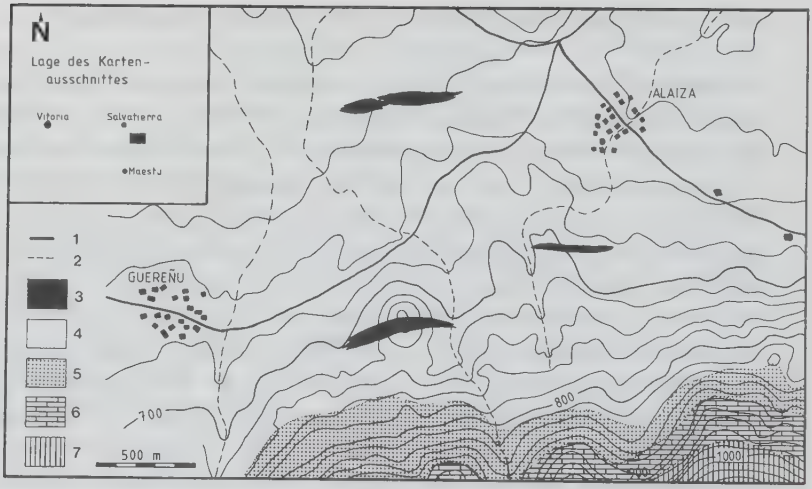


Abb. 47: Lage der Kalkrudite von Alaiza und Guereñu.
Legende: 1. Straße
2. Bachlauf
3. Kalkrudite
(N' Sedimentkörper = "Guerenu")
(E' Sedimentkörper = "Alaiza")
(S' Sedimentkörper unsicher)
4. Mergeliges Untercampan
5. Sandiges Campan (Montes de Vitoria-Formation)
6. Maastricht
7. Tertiär (undifferenziert)
Der Kartenausschnitt basiert auf der vergrößerten geol. Karte von Spanien, 1:50000, Blatt No. 139, Eulate.

Schüttungen des größeren Hügels dürften etwa 10 m Mächtigkeit gehabt haben. Die ursprüngliche maximale Dicke der Bänke ist schwierig anzugeben, da die dickeren Bänke abgebaut sind und nur noch einige dünnere, basale und hangende Bänke (rd. 10 - 20 cm dick) vorhanden sind. Sedimentstrukturen wurden keine beobachtet, allerdings läßt die Form der Sedimentkörper nur einen Transport von N oder S ± 45° zu.

Die hangenden Mergel enthielten eine reiche und diverse Foraminiferenfauna, deren Anteil an planktonischen Foramini-

feren etwa 30 % beträgt, was auf mittleren Schelf (50-100 m) hindeutet. Die Kalkturbidite enthielten dagegen reichlich Austern (Abb. 48.1,2), Echinodermenreste, meist eindeutig von Seeigeln, Rotalgen, Schwämme (Abb. 48.1), Serpuliden, seltener große agglutinierende Foraminiferen oder andere Foraminiferen. Weiter fanden sich an Komponenten authigene Quarze, Quarzgerölle, Karbonatsandgerölle, andere nicht näher bestimmbare Komponenten und sehr häufig Glaukonit.

Die Rekonstruktion der originären Bioherme der Kalkrudite von Alaiza gilt auch für die Kalkrudite von Guereñu.

Die Herkunft der Kalkrudite von Guereñu wurd gemeinsam mit den Debris Flows von Alaiza abgehandelt. Auch für den Sedimentationsmechanismus gilt das unter Kap. 17.6.2. gesagte. Die Kalkrudite von Guereñu waren bisher noch nicht bekannt.

18.7. Die Kalkrudite von Alaiza

18.7.1. Lage der Kalkrudit-Vorkommen (Abb. 47)

Etwa 1/2 km SE' von Alaiza befindet sich ein kleiner Hügel, in dem anscheinend Kalkruditbänke abgebaut wurden. Der kleine Abbau ist allerdings so verfallen, daß keine anstehenden Kalke mehr gefunden wurden. Allerdings fanden sich noch einige lose Brocken sowie einige Lesesteine auf den angrenzenden Feldern. Die Ausdehnung des Schüttungskörpers war vermutlich um die 100 m, die Dicke ca. 1-2 m. Die Bankdicke war, nach den losen Brocken und den Lesesteinen zu urteilen, zwischen 5 und 20/30 cm. Es wurden Komponenten mit Durchmesser bis über 5 cm (ganze Seeigel und Schwämme) beobachtet. Die durchschnittliche Korngröße beträgt aber unter 1 cm. Es gibt einige feinere Lagen, die Laminierung zeigen, ansonsten wurden keine Sedimentstrukturen beobach-

tet. Die durchschnittliche Korngröße beträgt aber unter 1 cm. Es gibt einige feinere Lagen, die Laminierung zeigen, ansonsten wurden keine Sedimentstrukturen beobachtet. Einige Lagen waren gut ausgewaschen, andere zeigen eine mergelige Matrix mit aufgearbeiteten, großen Mergelklasten (Ø 2 - 3 cm).

Die Mergel enthalten eine reiche Foraminiferenfauna mit einem Planktonanteil von 30 %. Allerdings sind bereits eingespülte Phytalostrakoden vorhanden (komb. Profil Guereñu/ Alaiza, Abb. 48).

Die Kalkrudite enthalten eine z.T. hervorragend erhaltene Fauna und Flora, in der Austern (Taf. 8, Fig. 1), Rotalgen, Echinodermenreste, hexactinellide Schwämme (Taf. 8, Fig. 6) und vor allem große agglutinierende Foraminiferen (Lituoliden, Reophaciden, Bdelloidinen) (Abb.48.3,4, Taf. 8, Fig. 1, 3, 4) dominieren. Weiterhin finden sich primitive orbitoide Großforaminiferen (Taf. 8, Fig. 2), andere Kalkschalige (Taf. 8, Fig. 2) und agglutinierende Foraminiferen, Serpuliden, Bryozoen, Sclerospongier (Taf. 8, Fig. 5), Algen, Lamellibranchiatenreste und fragliche Rudistenreste. Die größeren Organismenreste, z.B. Austern, sind zerbrochen, die kleineren Reste, wie die agglutinierenden Foraminiferen, sind meist ganz. Allerdings wurden auch einige große vollständige Schwämme (Taf. 8, Fig. 5, 6) und Seeigel gefunden.

An anorganischen Komponenten wurden vor allem Quarzgerölle z.T. rote,authigene Quarze (Taf. 8, Fig. 4), Glaukonitkörner und andere nicht näher bestimmbare Komponenten gefunden.

Die Komponenten der Kalkrudite sind teilweise sehr gut erhalten und lassen sich auch recht gut bestimmen, sodaß eine Rekonstruktion der originären Bioherme in bestimmten Rahmenbedingungen möglich war.

Weitere sehr kleine Schüttungskörper von Kalkareniten finden sich bis ca. 2 km E' von Alaiza. Im weiteren Aufschlußverlauf nach E wurden dann keine derartigen Schüttungen mehr beobachtet. Diese Schüttungskörper waren, wie die Kalkrudite von Guereñu, bisher nicht bekannt.

18.7.2. Sedimentationsmechanismus

Die Form der Schüttungskörper (linsenförmig, lateral rasch auskeilend) sowie das Gefüge der dickeren Bänke (keine Gradierung, Laminierung oder Rippeln) deuten auf Debris Flows hin. Feinere Bänke können dagegen u.U. Gradierungen oder Laminationen zeigen, die auf Turbidite schließen lassen könnten. Möglicherweise handelt es sich um die Rinnenbereiche oder Inner Fan-Bereiche von weiter im N gelegenen größeren Kalkturbidit-Fans.

18.7.3. Rekonstruktion der originären Bioherme von Guereñu und Alaiza (Abb. 49)

Die generelle Herkunft der Debris Flows von Guereñu und Alaiza ist relativ klar. Sie stammen von einer Karbonatplattform, die sich auf einer Diapirbeule gebildet haben muß, und von der Mass Flows abgingen. Die Debris Flows führen neben Quarzitgeröllen, Geröllen, die aus einem Konglomerat bestehen, große rote authigene Quarze mit unterschied-

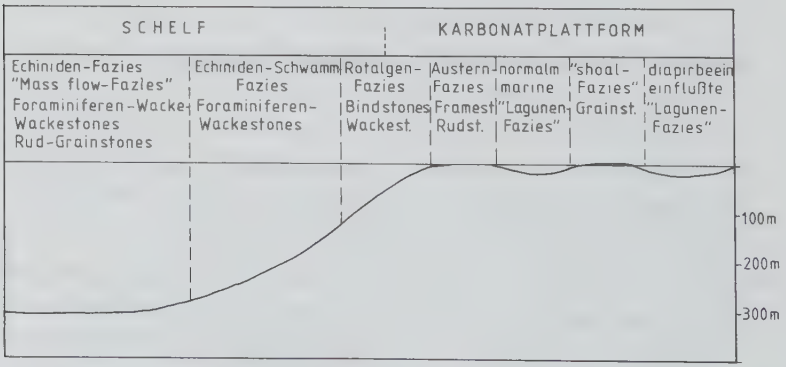


Abb. 49: Rekonstruierte Faziesgliederung von einer Diapir-Karbonatplattform des Campan ins "Becken" (ohne Maßstab).

lichem Abrollungsgrad, die nur von einem aufgebrochenen Triassalzdiapir stammen können und in die Lagunen der Karbonatplattform transportiert wurden. Die Karbonatplattform war, wie der Fauneninhalt beweist, strukturiert und wurde aus dem Bestand der Komponenten und im Vergleich mit in der Literatur beschriebenen, oberkretazischen Biohermen rekonstruiert.

Die relativ wellenresistente "Barriere" wurde wahrscheinlich von einem inselartig aufgereihten Ring von Austernbiohermen gebildet, die im flachen Subtidal bis Intertidal anzusiedeln sind. Vor dieser "Barriere" befand sich eine Rhodolithen-Fazies bzw. eine Rotalgen-Fazies, die z.T. auch isolierte Austernschalen überwachsen haben. In den Lagunen dahinter bildeten sich je nach Salzgehalt und Detritusangebot, die vom Diapir gesteuert wurden, gutdurchlüftete, euhaline Bereiche mit Seegraswiesen, in denen Milioliden, Phytalostrakoden und -foraminiferen sowie Orbitoiden lebten. Auch die zweifelhaften Rudistenreste könnten auf Rudistenrasen in diesen euhalinen Lagunenbereichen zurückgeführt werden. In mehr sandigen und (?)hypersalinen Bereichen sind die große Menge an großen agglutinierenden Foraminiferen (Reophaciden, Lituoliden, Bdelloidinen u.a.), Lenticulinen und andere agglutinierende Foraminiferen anzusiedeln. Die Organismenreste wurden hier z.T. auch zerkleinert und in shoals transportiert. Die shoal-Karbonatsande wurden in kleinerem Umfang auch bereits frühdiagenetisch lithifiziert (Meniskus-Zemente). Möglicherweise siedelten sich um die Austernbioherme auch einzelne Crinoiden an. Zwischen und vor den Austernbiohermen (Rotalgenfazies) wurden Mergel sedimentiert, die von grabenden Seeigeln durchwühlt wurden. Im etwas tieferen Subtidal ist dann die Schwammfazies anzusiedeln. Ein Hinweis auf etwas tiefere Verhältnisse als etwa im Liegenden des "Oro-Kalkes" sind die hexactinelliden Schwämme, die eindeutig dominieren. Die hexactinelliden Schwämme sind zumindest rezent für tiefere Verhältnisse charakteristisch, während die lithistiden Schwämme rezent und z.T. auch fossil im flachen Subtidal

und in den Riffen dominieren. Die Sclerospongier sind nach Vergleichen mit rezenten Vertretern sehr wahrscheinlich zusammen mit den hexactinelliden Schwämmen im tieferen Subtidal anzusiedeln. Organismen aller Fazieszonen wurden nun in den Mass Flows gemischt, außerdem wurden Komponenten unterwegs aufgearbeitet und in das Milieu des tieferen Subtidals verfrachtet. Nach Plankton/Benthos-Verhältnis und Ostrakodenfauna könnte die Wassertiefe etwa zwischen 50 und 100 m betragen haben.

Diese Fazieszonierung ist vergleichbar mit dem oberkretazischen Anacacho-Limestone in Texas, der von LUTTRELL (1977) beschrieben wurde. Dort siedelten sich um einen Vulkan ringartig Austernbioherme an. Zum Becken hin schloß sich eine Rotalgenfazies an, bevor eine Echiniden-Mudstone-Fazies erreicht wurde. Lediglich die typische Schwammfazies fehlt in diesem Fall. Allerdings kann dies daran liegen, daß die relativ tiefe Bathymetrie wie bei Alaiza und Guereñu nicht erreicht wurde.

Allerdings ist bei der obigen Faziesrekonstruktion immer zu berücksichtigen, daß aragonitische Fossilien restlos aufgelöst wurden.

18.7.4. Herkunft der Kalke von Guereñu und Alaiza

Aufgrund der Größe der Komponenten darf die postulierte Diapir-Karbonatplattform nicht sehr weit entfernt gewesen sein. Der nächste Diapir, der Maestu-Diapir, ist aber mit ca. 5 km, wenn die heutigen Umrisse berücksichtigt werden, zu weit entfernt. Deshalb muß davon ausgegangen werden, daß entweder der Diapir selber oder zumindest die Diapirkarbonatplattform eine ursprünglich wesentlich größere Ausdehnung nach Norden hatte, als der heutige Umriß des Maestu-Diapirs vermuten ließe.

18.8. Die Kalkrudite und -arenite von Alegría

18.8.1. Vorkommen

Südlich von Alegría fanden sich am Wasserreservoir der Stadt Kalkarenite, deren, verglichen mit den Mergeln, härtere Konsistenz die Morphologie des Hügels bedingen. Die Kalkarenite wurden allerdings nicht anstehend gefunden. Die Lagen sind unter 10 cm dick und laminiert. Die Gesamtmächtigkeit ist nicht bekannt. Nach der Form des Hügels zu urteilen, war die laterale Ausdehnung unter 100 m.

Östlich von Alegría findet sich im Hügel des Castillo ein Steinbruch, in dem Kalkarenite und -rudite abgebaut wurden. Die Bänke sind 10 - 20 cm dick. Die Gesamtmächtigkeit beträgt ca. 10 m, die laterale Ausdehnung ca. 200 - 300 m. Die Komponenten sind allerdings nur schwer zu bestimmen, da es sich doch meist nur um Arenitfraktion handelt. Im großen und ganzen enthalten sie jedoch dieselben Komponenten wie die Kalkrudite von Guereñu. Allerdings ließ sich kein Diapireinfluß nachweisen.

18.8.2. Die Herkunft der Kalke von Alegría

Die Herkunft der Kalke von Alegría ist nicht so klar wie im Falle der Kalke von Guereñu und Alaiza, da ein Diapireinfluß nicht nachzuweisen ist. Als Herkunftsgebiet käme sowohl der Diapir von Maestu als auch ein Hochgebiet im Norden (z.B. Elguea-Hoch) in Frage. Allerdings sank der Aitzgorri-Block, bis ins Untersanton nachweisbar, immer mehr ab, und es ist damit zu rechnen, daß er im Campan nicht mehr fazieswirksam war. Eine Ableitung der Kalke von Alegría vom Diapir von Maestu liegt also näher.

19. DAS SANDIGE OBERCAMPAN

19.1. Allgemeine Faziesbeschreibung

Im Obercampan progradiert ein Delta-System in das Vitoria-/Estella-Becken. Vermutlich geht das Delta-System nach E in eine normalmarine Fazies über. Im W wird es von einer Oligozän-Diskordanz gekappt. Allerdings finden sich auf dem eingebrochenen Dach des Murguía-Diapirs noch einmal Reste dieser deltaischen Fazies (Abb. 51).

19.2. Zur Terminologie

Für diese im Vitoria-/Estella-Becken sehr markante lithologische Einheit wurde zusammen mit dem mergeligen Untercampan von AMIOT (1982) der Begriff Vitoria-Formation geprägt. Dies erscheint nicht sinnvoll, da sich die Fazies gravierend vom mergeligen Campan unterscheidet. Daher wird für dieses Schichtglied die Bezeichnung Montes de Vitoria-Formation vorgeschlagen, mit der Typlokalität in den Montes de Vitoria, S' von Vitoria. Die Verbreitung ist aus Abb. 49 ersichtlich. Das Alter der Formation ist Obercampna/(?)Untermaastricht. Der Formation werden vier Member zugewiesen, die die Hauptfazies-Typen im Delta charakterisieren.

19.3. Frühere Arbeiten

Beschreibungen dieses Schichtgliedes finden sich bereits bei etlichen Autoren, z.B. CIRY & RAT (1950), RIOS (1952), RAT (1959), RAMIREZ DEL POZO (1971), RODRIGO & ALVAREZ (1972), AMIOT (1983b), den Erl. zur geol. Karte 1:50000 u.a.

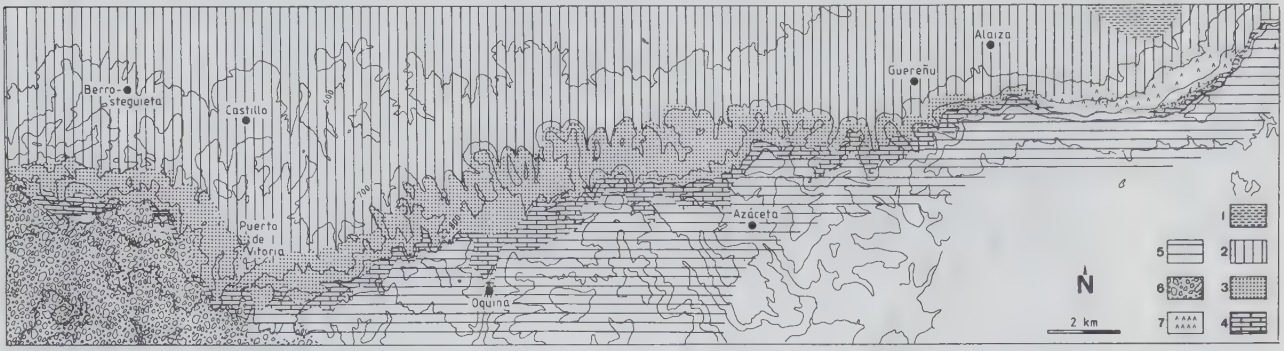


Abb. 49: Verbreitung der Montes de Vitoria-Formation (Obercampan) im S' Vitoria-Becken.
Legende: 1. Santon
2. Untercampan
3. Montes de Vitoria(Obercampan)-Fan
4. Maastricht
5. Alttertiär (undifferenziert)
6. Oligozän-Konglomerate
7. Hangschnitt

In keiner Arbeit ist jedoch eine genauere Faziesanalyse zu finden. Meist wird eine "marine Küstenfazies" angenommen.

19.4. Eguileta-Member

Das Progradieren des Delta-Systems beginnt meist mit einzelnen sandigen Mergellagen. Darüber folgt eine fast in allen Profilen nachgewiesene, unterschiedlich mächtige Folge von Prodelta-Tonen. Sie wird hiermit als Eguileta-Member bezeichnet, nach der Ortschaft Eguileta am Puerto de Azáceta, in deren Umgebung die Folge in einer Tongrube aufgeschlossen ist (vgl. auch Profil Abb. 50). Es handelt sich um eine zwischen rd. 10 m (Puerto de Berrosteguieta) (Taf. 10, Fig. 5) und über 100 m (Eguileta) mächtige Serie von meist schwarzen oder braunen Tonen, in die z.B. in der Tongrube am Puerto de Vitoria grobsandige, bis 0,5 m dicke Prodelta-Turbidite (Taf. 10, Fig. 6) eingeschaltet sein können. Die Turbidite zeigen fast ausschließlich Lamination und keine Gradierung. Dies deutet auf langsame Turbidite hin, wie sie für den sehr flachen Prodelta-Bereich typisch sind. Die Turbidite sind teilweise mit einer Sideritkruste überzogen, auch Sideritkonkretionen wurden beobachtet.

Das Eguileta-Member konnte in der Tongrube von Eguileta mit Hilfe von Ammoniten mit Obercampan datiert werden (det. Wiedmann). Die Tone führen hier außerdem eine reiche Benthos-Fauna mit grabenden und filtrierenden Lamellibranchiaten, Gastropoden, Krebsen, Echiniden und Spurenfossilien (Freßbauten). Die Mikroproben ergaben eine reichhaltige, diverse Foraminiferenfauna, deren Planktonanteil nur etwa 5 % betrug. Das Benthos bestand z.T. aus bis 1 mm großen agglutinierenden Sandschalern (Lituoliden, Reophaciden etc.) und großen Lenticulinen. Diese Beobachtungen deuten darauf hin, daß die Wassertiefe gering war. Das Eguileta-Member geht nach Osten in die blauen Tone und Mergel, wie sie vor

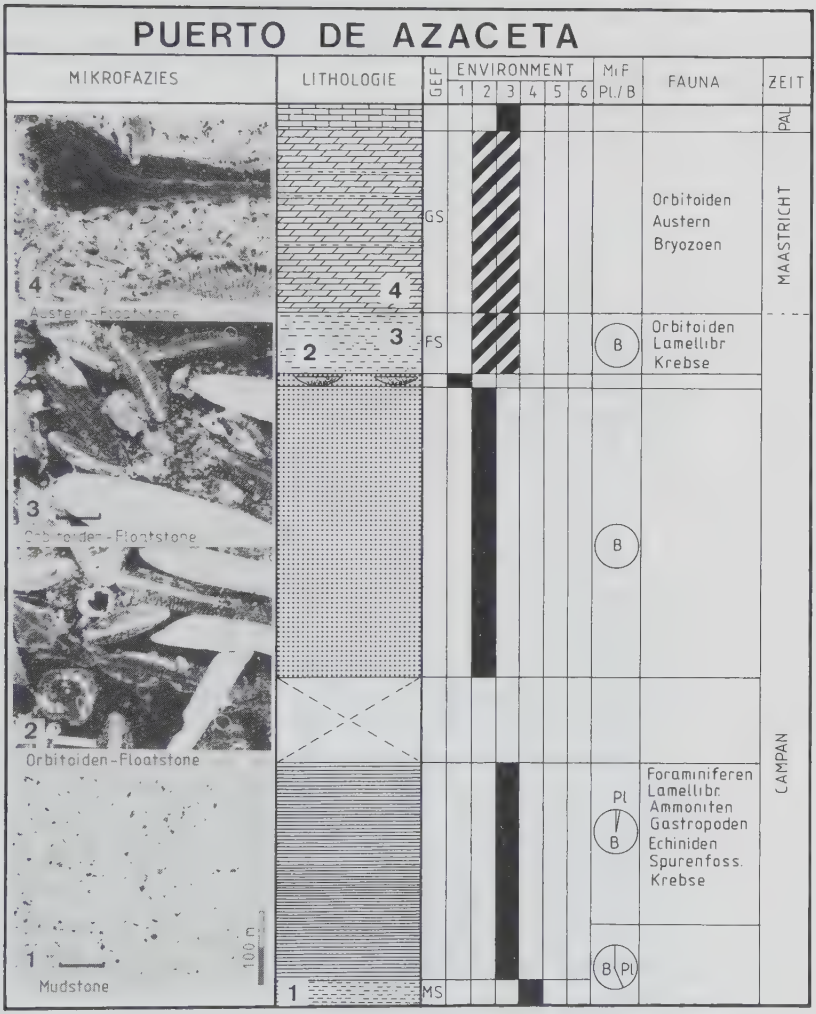


Abb. 50: Profil Azáceta
(der Profilmaßstab wurde versehentlich falsch beschriftet; richtig muß es lauten: 50 m!).

allem am Puerto de Opacua aufgeschlossen sind, über. Sie zeigen wieder einen höheren Planktongehalt (20 %) und eine sehr diverse, kalkschalige, benthonische Foraminiferen-Fauna, die bereits wieder auf eine höhere Bathymetrie hindeutet.

allem am Puerto de Opacua aufgeschlossen sind, über. Sie zeigen wieder einen höheren Planktongehalt (20 %) und eine sehr diverse, kalkschalige, benthonische Foraminiferen-Fauna, die bereits wieder auf eine höhere Wassertiefe hindeutet.

19.5. Oro-Member (Abb. 51)

19.5.1. Lage und Fazies

Das Oro-Member bezeichnet einen Riffkalk i.w.S. des Obercampan, der im weiteren Bereich des Delta-Systems angesiedelt war. Typlokalität ist das Profil von oberhalb der Ortschaft Vitoriano im Murguía-Diapir bis zur Wallfahrtskirche Nuestra Señora de Oro. Die Fazies ist auf den Bereich des Murguía-Diapirs beschränkt.

Das Oro-Member beginnt über den Mergeln und Kalkmergeln des "mergeligen" Obercampans z.T. mit Spiculiten (Abb. 51.1) mit einer 2-3 m mächtigen Lage Riffschutt. Ein relativ guter Aufschluß in diesem Teil der Abfolge findet sich oberhalb der Ortschaft Vitoriano an der Straße zur Wallfahrtskirche Nuestra Señora de Oro. Der Riffschutt führt eine reiche Fauna. Sehr häufig finden sich Rotalgen, die oft sogar in Rotalgenknollen vorkommen. Ein weiteres sehr häufiges Faunenelement sind Schwämme (Taf. 9, Fig. 3), die aber meist schlecht erhalten sind. Die Schwämme sind nicht mehr bestimmbar, da die Spicula bzw. das spiculäre Skelett aufgelöst ist und nur z.T. durch Kalzit ersetzt ist. In manchen Fällen ließ sich noch auf lithistide Schwämme schließen.

Weiterhin recht häufig sind Siderolithen, Orbitoiden (Taf. 9, Fig. 5) und Rudistenbruchstücke. Selten kommen auch nahezu ganze Rudisten (Hippuriten) vor. Manche Komponenten enthalten auch sehr häufig Korallen (Taf. 9, Fig. 1, 4, 6; Abb. 51.2). Der weitere Profilverlauf ist nicht mehr klar,

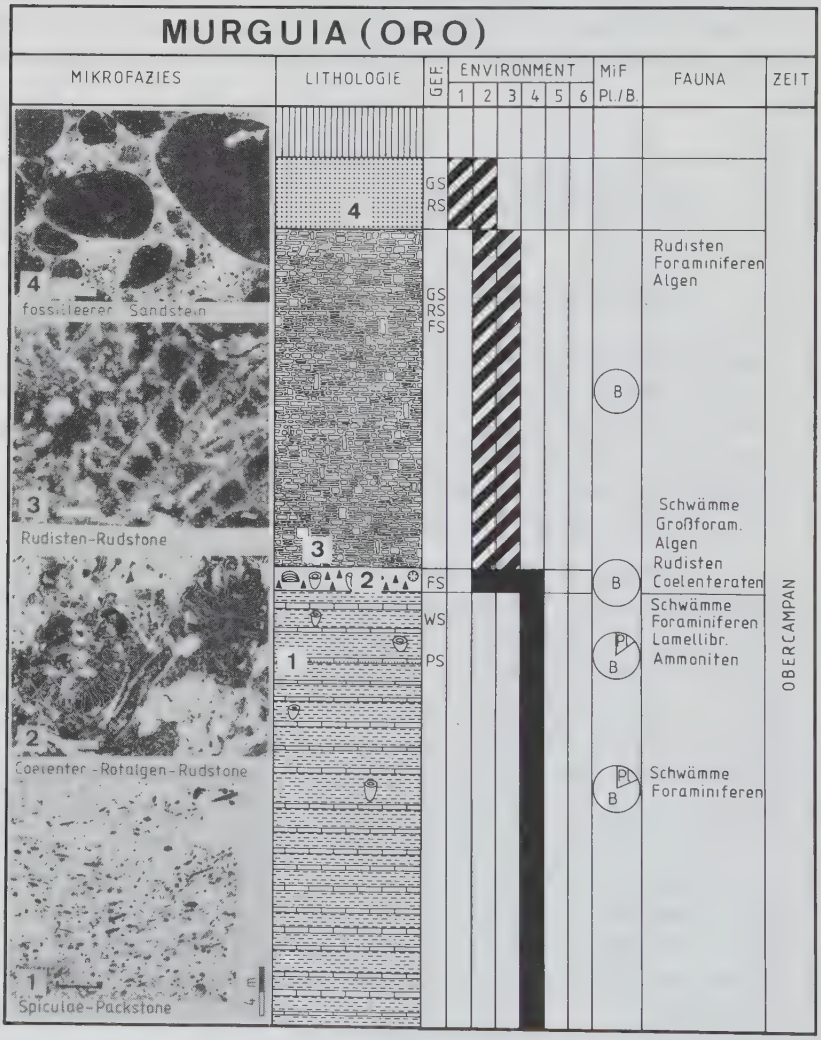


Abb. 51: Profil im Murguía-Diapir.

da die Aufschlußverhältnisse nicht mehr gut sind. Es wurden jedoch eine ganze Reihe von Proben aus unzusammenhängenden kleinen Aufschlüssen und Lesesteinen genommen. Es folgten Karbonatsande mit Milioliden (Taf. 9, Fig. 2) und Rudistenbrekzien, bestehend aus Radioliten-Bruchstücken (Abb. 51.3). Die höheren Teile zeigen bereits eine hypersaline Fazies an (Quarzpseudomorphosen nach Gips), auch große rote authigene, detritische Quarze und Fremdkomponenten finden sich gelegentlich. Dies wurde bereits auch von v. STACKELBERG (1967) beschrieben, der "bipyramidale Quarze, Toneinschlüsse und Dolomitbrocken" als Aufarbeitungsprodukte des Keupers ansah. Das Oro-Member verzahnt sich mit oder geht über in Sande des Berrosteguieta-Members (Abb. 51.4). Das Eguileta-Member fehlt hier völlig.

Die Fazies ist auf den Diapir von Murguía beschränkt. Dies legt den Schluß nahe, daß es sich um ein Diapir-Atollriff i.w.S. handelt, vergleichbar mit dem Caniego-Kalk des Alb auf dem Dach des Villasana de Mena-Diapirs (REITNER 1982). Sehr wahrscheinlich war es die exponierte Stellung des Diapirdaches, die das Wachstum des Riffes während der Progradation des Delta-Systems ermöglichte und die Sedimentation der tonreichen Prodelta-Fazies verhinderte.

19.5.2. Fazies-Modell

In diesem Zusammenhang wird auch ein Fazies-Modell entworfen, das detailierter in einer separaten Publikation dargestellt wird. Es ergibt sich aus der vertikalen Faziesabfolge.

Das "Riff" bestand aus einem Coralgal-Framework, in dem auch lithistide Schwämme und vielleicht vereinzelt Hippuriten vorkamen. Seewärts schließt sich eine Fore-reef-Zone mit Riffschutt an, die in eine Mergelfazies mit Schwämmen als Hauptmegafaunenbestand übergeht. In den Lagunen und/oder geschützten Bereich siedelten größere Mengen an Radio-

liten. In anderen Lagunen siedelten Orbitoiden und Siderolithen. Weit verbreitet waren auch Karbonatsand-Fazien, die in shoals transportiert wurden. Vor allem in den stratigraphisch höheren Teilen entstanden auch hypersaline Lagunen, die von aufsteigenden salz- und detritus-haltigen Diapirwässern beeinflußt sind.

19.6. Berrosteguieta-Member

Das Berrosteguieta-Member umfaßt die flachen subtidalen und intertidalen Bereiche der Deltafront. Das Typprofil befindet sich zwischen der Ortschaft Berrosteguieta und dem Puerto de Berrosteguieta (Abb. 52). Es umfaßt hier ca. 300 m. Das Berrosteguieta-Member hat die weiteste Verbreitung der Montes de Vitoria-Formation und ließ sich vom Puerto de Opacua im E bis zum Murguía-Diapir im Westen nachweisen. Es scheint nach E hin auszukeilen, allerdings können auch Teile erosiv fehlen, wie dies SCHWENTKE (1983) für das S' anschließende Estella-Becken bewies.

Im einzelnen ließen sich folgende Faziesbereiche beobachten. Die Distributary-Bereiche sind die direkten Verteilungsbereiche von fluviatil zugeführtem Material (submarine Levees) (ALLEN et al. 1979), Es handelt sich um braune Sandstein-Siltbänke, in denen sich fast keine Fauna findet. In manchem Profilen verwittern diese Lagen in roter Farbe (z.B. Puerto de Vitoria), was auf die subrezente Oxidation des Eisens zurückgeht. Diese Fazies findet sich meist unterhalb oder oberhalb des Oquina-Members. In diesen Abschnitten wurden auch Tempestite gefunden, laminierte und gradierte Sturmablagerungen, die eine "exotische" Fauna (Rotalgen, Orbitoiden) und Gerölle (Abb. 52.3, Abb. 53.4) führen, die in dieser Fazies nicht vorkommen.

Intertidale Bereiche mit typischer "wavy bedding", Flaserschichtung, Wellenrippeln (Taf. 10, Fig. 5) und einer charakteristischen Spurenfauna (Rhizocorallium, Vertikalbauten)

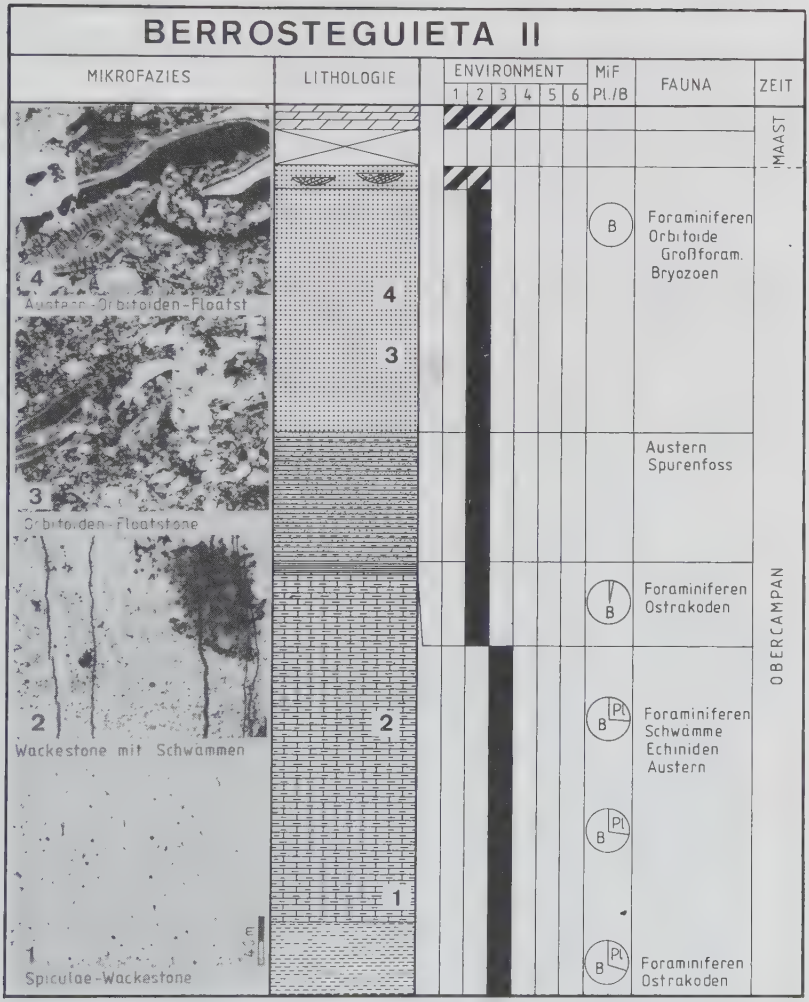


Abb. 52: Profil Berrosteguieta II. Die Ortschaft Berrosteguieta liegt 3 km S' von Vitoria.

finden sich am Puerto de Berrosteguieta, oberhalb des Eguileta-Members. Diese hier ca. 70 m mächtige Fazies wurde in den anderen Profilen nicht gefunden.

Die Interdistributary-Bereiche nehmen den größten Teil der Profile ein. Es handelt sich um Bereiche der Delta-Front, die nicht direkt von sandigen Sedimenten des Distributary-Bereiches beeinflußt werden. Es sind meist siltig- bis feinsandige Sedimente, die eine reiche Fauna führen. In diesen Bereichen kommen charakteristische Faunenvergesellschaftungen vor, z.B. Austernbioherme, Orbitoiden-Siderolithen-Gemeinschaften (Abb. 50.2,3, Abb. 55.1), die teilweise shoalartig zusammengespült sein können. Relativ häufig sind Großforaminiferen, Lamellibranchiaten, Seeigel und Bryozoen (Abb. 54.1) miteinander vergesellschaftet. Häufig finden sich Krebsreste.

Die Mikrofauna ist nicht sehr reich und enthielt in keiner Probe planktonische Foraminiferen. Die benthonischen Formen sind z.T. zu den Phytalforaminiferen zu rechnen (z.B.Cibicides und ähnliche Gattungen).

Zum Berrosteguieta-Member sind auch die Abschnitte der Profile zu rechnen, die als Barrensande anzusprechen sind. Sie zeigen die typischen "thickening upward"-Sequenzen. In zwei Profilen (Puerto de Vitoria, Puerto de Berrosteguieta) sind Barrensande abgerutscht und zeigen Slumpingstrukturen.

Durch eine kleine, pyritisierte Ammonitenfaunula, die sich in einer Großforaminiferen-Lamellibranchiaten-Seeigel-Bryozoen-Assoziation fand, kann das Alter des Berrosteguieta-members mit Obercampan bestimmt werden (det. Wiedmann).

19.7. Oquina-Member

Das Oquina-Member ist an der Straße von Ullibarri des los Olleros nach Oquina, S' von Vitoria, am besten aufgeschlossen und wurde deshalb als Typlokalität gewählt. Es handelt

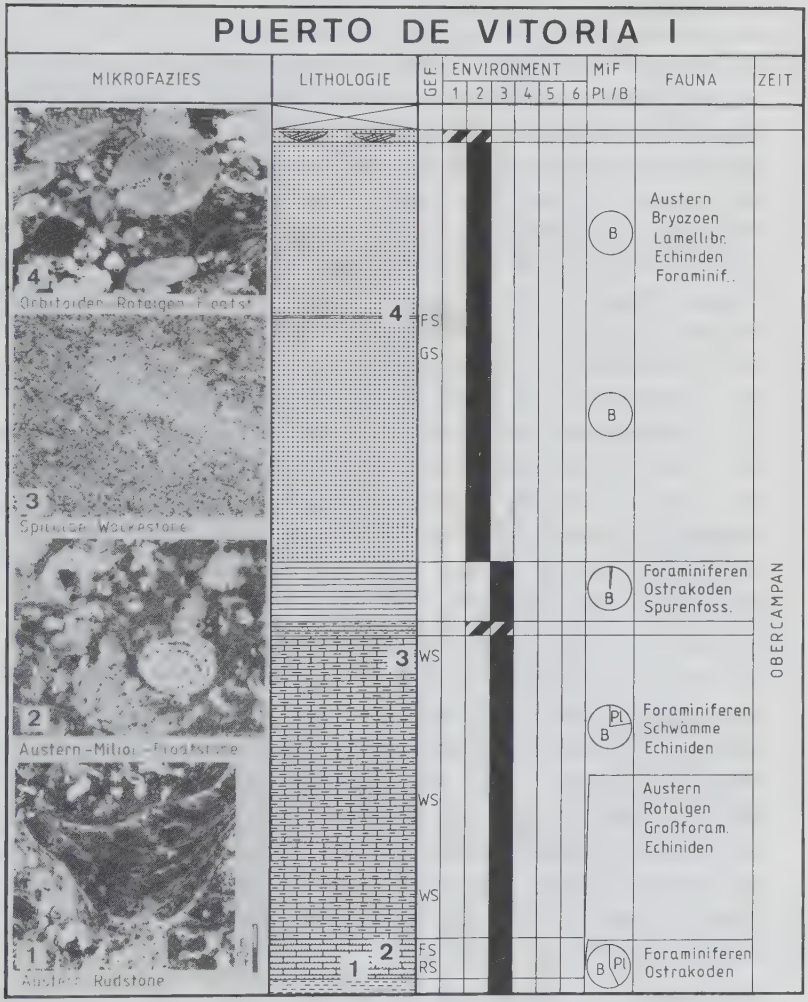


Abb. 53: Profil Puerto de Vitoria I. (Der Puerto de Vitoria liegt ca. 4 km S' von Vitoria).

sich um Sandsteine und Konglomerate, die vom sedimentolgischen Inventar eindeutig als fluviatil zu bezeichnen sind. Mit eingerechnet werden die in einzelnen Lagen unmittelbar unter oder über den fluviatilen Sedimenten zu beobachtenden bunten Tone, Paläosols und "swamp deposits", die reich an organischer Substanz sind und die der Delta-Ebene zuzuordnen sind. Das Oquina-Member befindet sich im oberen Teil der Montes de Vitoria-Formation, allerdings nicht ganz am Top. Über dem Oquina-Member folgt meist noch ein relativ geringmächtiger (um 50 - 100 m) Bereich in Berrosteguieta-Fazies. Dieser fluviatil-kontinentale Horizont läßt sich im Profil Puerto de Azáceta (Taf. 10, Fig. 1), Oquina, Puerto de Vitoria und Puerto de Berrosteguieta (Taf. 10, Fig. 2) nachweisen. Möglicherweise sind auch Teile des "Oro-Sandsteins" (v. STACKELBERG 1967) im Diapir von Murguía, der mit Sicherheit überwiegend marin ist, fluviatil beeinflußt und könnte die Verbreitung des Oquina-Members um etliche Kilometer nach Westen vergrößern. Auch im westlichen Teil des Estella-Bekkens, in direkter Fortsetzung vom Vitoria-Becken nach Süden, ist dieser Horizont gut nachzuweisen (SCHWENTKE 1983).

Es handelt sich einerseits um kleinere, isolierte Rinnen, die sich anscheinend in die Delta-Ebene und in Paläosols eingegraben haben. Ein gutes Beispiel für diesen Typus findet sich im Puerto de Azáceta, oberhalb des großen fluviatilen Horizontes (Taf. 10, Fig. 1). In der Rinne finden sich Komponenten mit bis über 5 cm Durchmesser. Die Konglomerate sind schräggeschichtet und als "point bar deposits" zu deuten. Allerdings zeigt sich die typische "fining upward"-Sequenz nicht sehr deutlich. Die Fließrichtung der Rinnen war von SW nach NE.

Der "massive" fluviatile Horizont ist ca. 10 - 15 m mächtig. Es handelt sich um einen Mäander-Fluß mit großen "point bar deposits", die die typischen fining upward-Zyklen zeigen (vgl. ALLEN et al. 1979, MIALL 1983). Die Komponenten sind ca. 2 - 3 cm groß, es handelt sich meist um Kristallingerölle. Manche Lagen führen auf den Schrägschichtungsblättern auch aufgearbeitete blaugrüne Tone, die aus subaerischen Sedimenten (?Seeablagerungen) aufgearbeitet wurden.

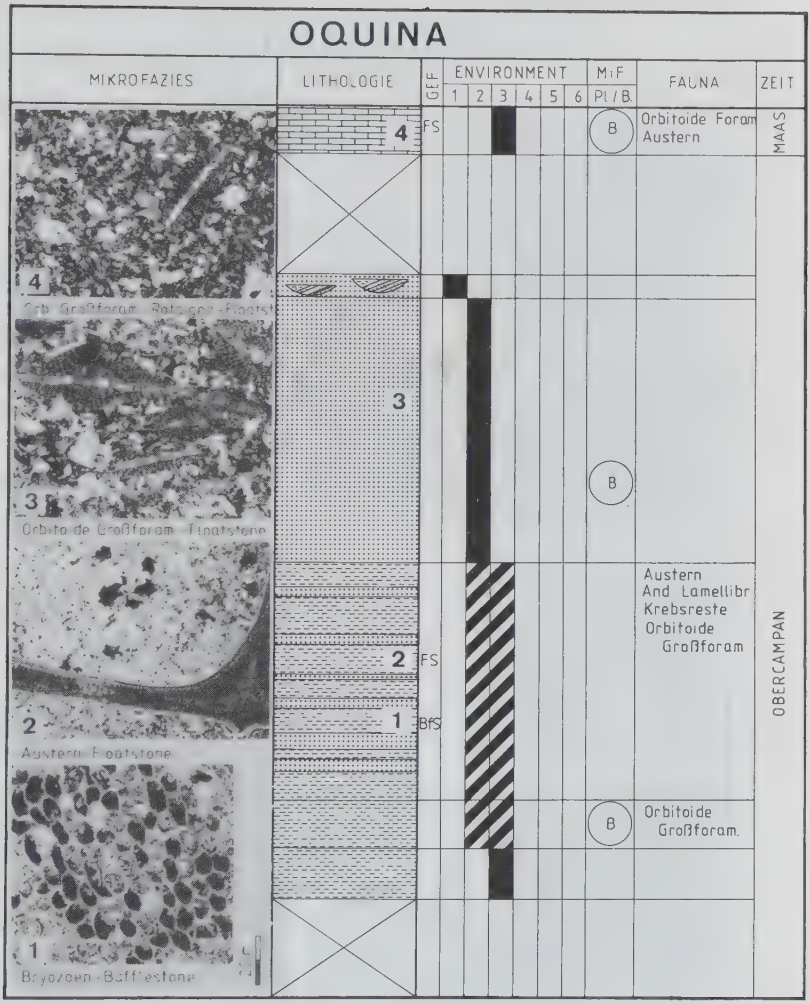


Abb. 54: Profil Oquina (Lokalität siehe Abb. 49).

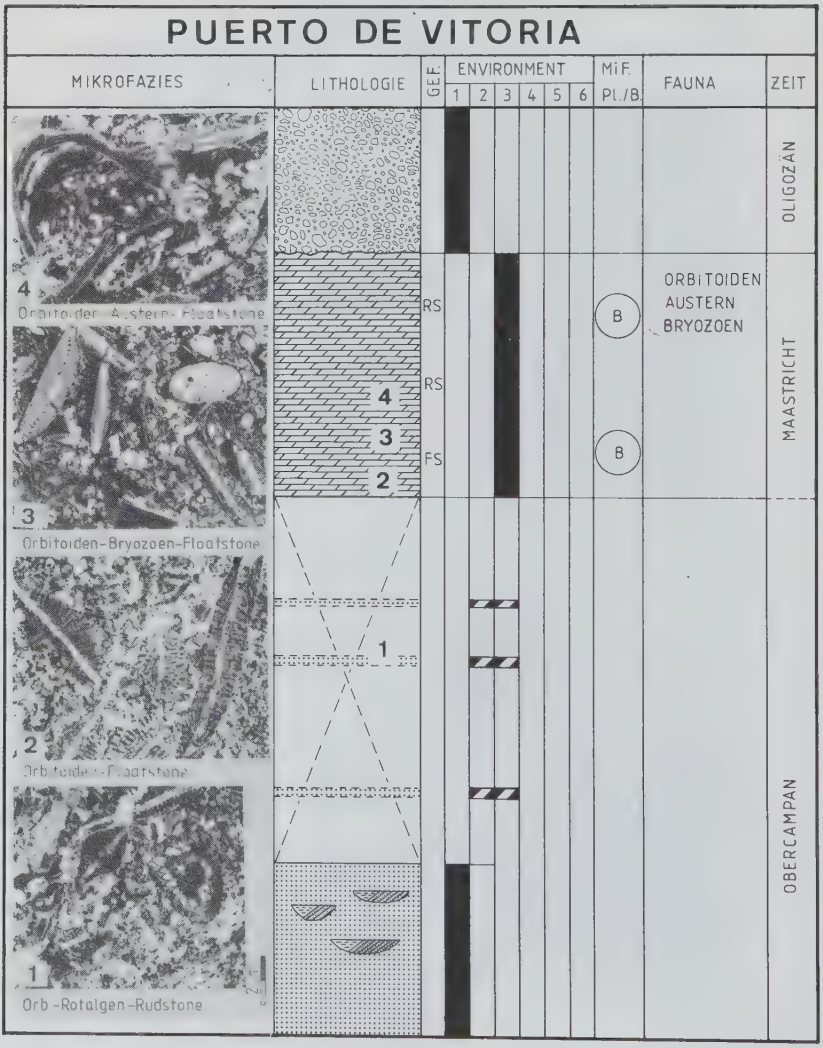


Abb. 55: Profil Puerto de Vitoria II. (Der Puerto de Vitoria liegt ca. 4 km S' von Vitoria).

An der Straße von Ullibarri de los Olleros nach Oquina und am Puerto de Berrosteguieta (Taf. 10, Fig. 2) finden sich vor allem rote Sandsteine und Konglomerate, die alluvialen Charakter haben. Hier finden sich vor allem aufgearbeitete rote und grüne Tone. Möglicherweise handelt es sich bereits um Bereiche des "Deltas", die man besser als distale Talablagerungen ansprechen sollte. Dieser Bereich geht wahrscheinlich konform mit den Erosionsdiskordanzen, die SCHWENTKE (1983) im Estella-Becken beobachtete. Die Erosion geht dabei sukzessiv von oben nach unten in immer tiefere Deltabereiche. Dies belegt, daß das Delta-System eine ursprünglich größere Ausdehnung hatte und während der Sedimentation der Delta-Sedimente (oder des "massiven" fluviatilen Horizontes?) wieder abgetragen wurde.

Die Transportrichtung der Sedimente variiert zwischen S und SW.

19.8. Faziesgliederung der Montes de Vitoria-Formation

Aus der vertikalen Abfolge der einzelnen Fazies-Typen des Delta-Systems ergeben sich Hinweise auf die laterale Faziesgliederung. Über einen flachen Schelf mit Mergel- und Kalkmergel-Sedimentation, z.T. in Schwammfazies, progradierte ein Prodelta mit Prodelta-Tonen. Die Prodelta-Tone sind aber sehr ungleichmäßig im Vitoria-/Estella-Becken verteilt. Im westlichen Vitoria-Becken fehlt dieser an und für sich sehr typische Teil einer Delta-Serie völlig, während im zentralen Beckenteil relativ große Mächtigkeiten erreicht werden. Die Prodelta-Konfiguration ist aber strömungsbhängig (vgl. ALLEN et al. 1979), sodaß die Verteilung der Prodelta-Tone möglicherweise auf küstenparallele, von W nach E verlaufende Strömungen hindeutet. Der Ausfall des Eguileta-Members im Murguía-Diapir deutet sehr wahrscheinlich auch darauf hin, daß das Delta nur wenig westlich des Murguía-Diapir endete, da sonst der totale Ausfall des Eguileta-

Members nur schwer verständlich wäre. Hinter diesem Prodelta befindet sich die eigentliche Delta-Front, die nur im direkten Bereich der Mündung von sandigen Sedimenten bestrichen wird. Dieser Bereich war sehr ausgedehnt, wie der große Anteil dieser Sedimente im Profil zeigt. Außerdem war er stark gegliedert und hatte auch intertidale und Strandbereiche. In diesem Bereich entwickelten sich auch kleinere Austernbioherme und Großforaminiferenfazien.

Hinter dieser Delta-Front folgte eine Delta-Ebene, die von fluviatilen Rinnen durchzogen war. Zwischen den Rinnen bildeten sich z.T. Sümpfe, Seen und Paläoböden, die durch sich veralgernde Rinnen teilweise wieder aufgearbeitet wurden. In diesen Bereichen muß es auch zur Sedimentation von Rotsedimenten gekommen sein, die bereits alluvialen Charakter tragen. Dies deutet darauf hin, daß Bereiche, in deren Nachbarschaft erodiert wurde, bereits heranrückten. Möglicherweise steht die Erosionsdiskordanz im östlichen Estella-Becken, über die erst das Obermaastricht transgrediert (SCHWENTKE 1983), mit dieser Annahme in Zusammenhang.

Die ursprüngliche Ausdehnung nach Norden kann zwar nicht direkt bestimmt werden, da die Aufschlüsse fehlen, jedoch kann, aufgrund der noch vorhandenen Reste des Deltas, auf die ungefähre Größe des Delta-Systems geschlossen werden. Die laterale Ausdehnung war mindestens 20 - 30 km. Das bedeutet, daß die Ausdehnung nach Norden wohl auf wenigstens 10 km angesetzt werden darf, sehr wahrscheinlich jedoch mehr. Daraus ergibt sich eine Ausdehnung nach Norden über den Aitzgorri- und Gorbea-Block hinaus in das Biskaya-Synklinorium.

19.9. Das Vitoria-/Estella-Becken ab dem Obercampan

Im Obercampan dürfte zum erstenmal wieder seit dem Alb eine gewisse Reliefnivellierung in einem großen Teil des Vitoria-/Estella-Beckens eingetreten sein. Dies wird durch einen weitverbreiteten fluviatilen Horizont sowie durch mit Sicherheit sehr flache Auftauchbereiche im SE Estella-Becken bewiesen. Die Ausdehnung nach Norden ist natürlich ungewiß, da hier keine Aufschlüsse mehr vorhanden sind. Allerdings machte sich eine andere bisher in diesem Ausmaß nicht bekannte Faziesgliederung bemerkbar. Östlich des Puerto de Opacua wird normalmarines Obercampan in mergeliger Schelffazies sedimentiert, das nicht von der Delta-Fazies beeinflußt ist. Auch im weiteren Verlauf der Sedimentation im Maastricht und Tertiär zeigt sich diese Faziesgliederung.

Insgesamt ergeben sich nach dem Obercampan keine wesentlich unterschiedlichen Sedimentmächtigkeiten. Die Subsidenz ist also nahezu ausgeglichen und außerdem relativ gering. Geringe Mächtigkeiten, verglichen mit der Oberkreide, und flachmarine bis kontinentale Verhältnisse kennzeichnen das Maastricht und Tertiär des Vitoria-/Estella-Beckens mit Ausnahme des Olazagutîa-Bereiches.

Mit dem Obercampan ist die Oblique-slip-fault-Beckenbildung s.str. abgeschlossen. Die noch folgende Sedimentation wird nicht mehr von der distensiven Strike-slip-fault-Tektonik gesteuert.

20. DIE FAZIES DES MAASTRICHT

20.1. Faziesbeschreibung

Für die Fazies des Maastrichts wurde von AMIOT (1982) die Puerto de Olazagutía-Formation aufgestellt. Diese Typlokalität ist allerdings sehr unglücklich gewählt, da ausgerechnet dieses Profil von der Fazies des Maastricht im übrigen Vitoria-Becken erheblich abweicht.

Das Maastricht ist generell sehr geringmächtig (50 - 150 m) und besteht aus Kalken, die teilweise dolomitisiert sind, Mergeln und sandigen Mergeln, in die sich in den höheren Lagen auch Lagen mit Gipsknollen einschalten (Abb. 55, 56). Die tieferen Partien sind reich an orbitoiden Großforaminiferen, Lamellibranchiaten (Abb. 55.4), Bryozoen (Abb. 55.3), Seeigeln u.a. Sehr häufig sind Orbitoiden-Floatstones (Abb. 55.2,3). Die höheren Teile, der Übergangsbereich zum Paläozän, führen praktisch keine Fauna. Sämtliche Proben aus diesem Bereich, der am Puerto de Berrosteguieta relativ gut aufgeschlossen ist, waren leer, sodaß die Grenze zum Paläozän nur ungefähr festgelegt werden kann. Die Grenze muß innerhalb des fossil-leeren Bereiches liegen, da unterhalb noch eine typische Obermaastricht-Fauna gefunden wurde, während der Bereich über dieser fossil-leeren Zone zum Paläozän zu stellen ist.

Die Fazies des Maastrichts am Puerto de Olazagutía (Abb. 57) besteht aus einer Wechsellagerung von Mergeln und Kalken (Float- und Rudstones), deren Fauna teilweise erheblich differiert. Die Mergel haben eine reiche Foraminiferen-Faune ergeben, deren Planktonanteil z.T. noch 30 % beträgt, d.h. dem tieferen Subtidal zuzuordnen ist. Die Kalke enthalten eine reiche Großforaminiferen-Fauna, die bereits von RUIZ DE GAONA (1948) beschrieben wurde. Die Großforaminiferen (Orbitoiden und Siderolithen) sind bathymetrisch ins flache Subtidal zu stellen. Es ist also anzunehmen, daß es sich da-

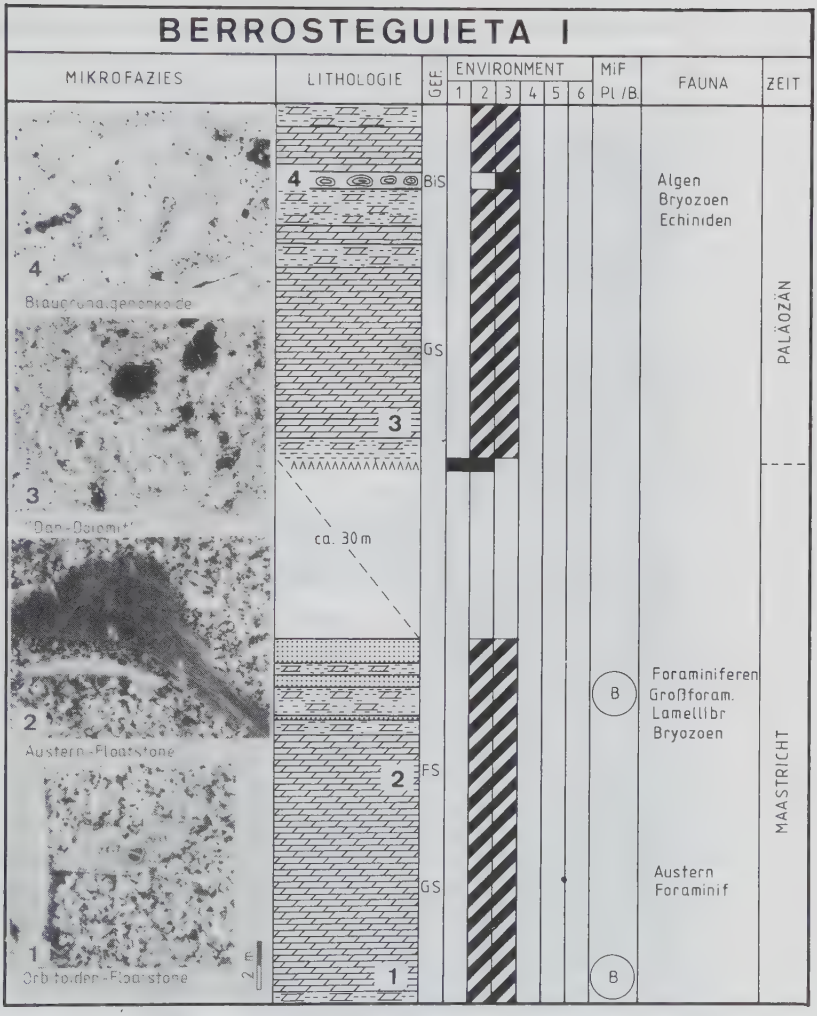
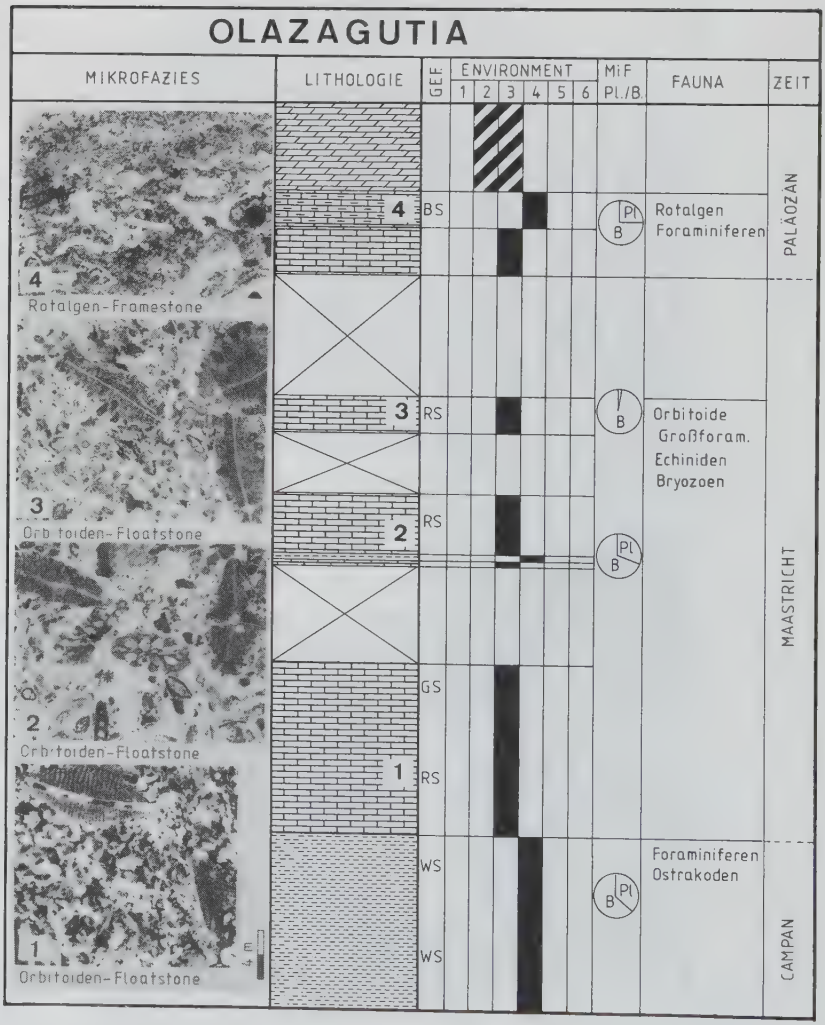


Abb. 56: Profil Berrosteguieta II. (Der Puerto de Berrosteguieta liegt ca. 3 km S' von Vitoria).



bb. 57: Profil Olazagutía I

bei um Schüttungen aus dem flachen Subtidal in eine mergelige Hintergrundsedimentation des tieferen Subtidals handelt. Daher kann auch die Bezeichnung Puerto de Olazagutia-Formation nicht auf das gesamte Vitoria-Becken ausgedehnt werden. Die Fazies des Maastricht des Vitoria-Beckens, mit Ausnahme des Puerto de Olazagutía, ist generell dem flachen Subtidal zuzurechnen, das zum Top der Serie ins Inter- bis Supratidal übergeht. Deshalb wird für diesen Faziestyp der Begriff Puerto de Berrosteguieta-Formation vorgeschlagen, mit der Typlokalität am Puerto de Berrosteguieta.

Die vertikale Ausdehnung der Puerto de Berrosteguieta-Formation wird mit Einsetzen der marinen Fazies über den fluviatilen Sedimenten der Montes de Vitoria-Formation definiert, das "Ende" mit Einsetzen des "Dan-Dolomits".

Das Einsetzen des Maastrichts ist nicht sicher zu bestimmen. Relativ sicher können die "supra-deltaischen" Sedimente im gesamten Gebiet dem Maastricht zugeordnet werden. Unsicher ist allerdings, ob nicht noch Teile der Montes de Vitoria-Formation ins Maastricht zu stellen sind.

20.2. Die Morphologie des Beckens

Im gesamten Vitoria-/Estella-Becken dürfte, mit Ausnahme der Barranca, eine Fazies des flachen Subtidals vorgeherrscht haben, d.h. die Morphologie des Beckens war relativ ausgeglichen. Im Bereich der Barranca muß ein "Hang" angenommen werden, der eine vermittelnde Position zur tiefmarinen Fazies des Biskaya-Synklinoriums gehabt hatte, d.h. es hatte sich gegenüber dem Obercampan nicht sehr viel geändert. Ab dem Maastricht waren die Subsidenz- und Sedimentationsraten nur noch gering und entsprechen etwa epikontinentalen Bereichen.

21. ZUR FAZIES DES PALÄOZÄNS

Auf die Fazies des Paläozäns wird hier nur sehr kurz eingegangen; ausführliche Arbeiten darüber stammen von MANGIN (1959-60) und KIND (1967). Das Paläozän ist meist kalkig ausgebildet. Es handelt sich meistens um kleinere Bioherme oder deren Schutt, von unterschiedlichen Organismengruppen, Bryozoen (Opacua) (Abb. 57), Korallen und Algen (Sabando, Estella-Becken/, Austern) oder um lagunäre Kalke (z.B. die Blaugrünalgen-Onkoide des Puerto de Berrosteguieta (Abb. 55)). Die Kalke sind meist mehr oder weniger dolomitisiert. Auch Protodolomite kommen vor.

Insgesamt ist das Paläozän nur geringmächtig (meist unter 100 m). Es handelt sich, mit Ausnahme der Barranca, durchweg um eine Fazies des flachen Subtidals, die von der Fazies des Maastrichts nicht sehr verschieden ist.

In der Barranca (Profil Olazagutía) finden sich im Paläozän Wackestones mit Rotalgen-Krusten ("Rhodolithen-Fazies"). Diese Fazies ist, vergleichbar der rezenten "Rhodolithen-Fazies" des Mittelmeeres, dem tieferen Subtidal zuzuordnen. Dies bedeutet auch für dieses Profil, daß sich die Fazies des Maastrichts im Grunde nicht geändert hat, d.h. daß hier, wie im Maastricht, der "Hang" zur tiefer marinen Fazies des Biskaya-Synklinoriums lag.

Die Subsidenz- und Sedimentationsraten haben sich gegenüber dem Maastricht weiter verringert (Abb. 60), die Werte entsprechen "epikontinentalen" Bereichen. Da sich gegenüber dem Maastricht praktisch nichts verändert hat, mit Ausnahme natürlich der Fauna, werden Maastricht, Paläozän und Eozän, wo ähnliche Verhältnisse vorherrschen, zum einen, "epikontinentalen" Zyklus (Megasequenz 4 nach WIEDMANN et al. 1983) zusammengefaßt.

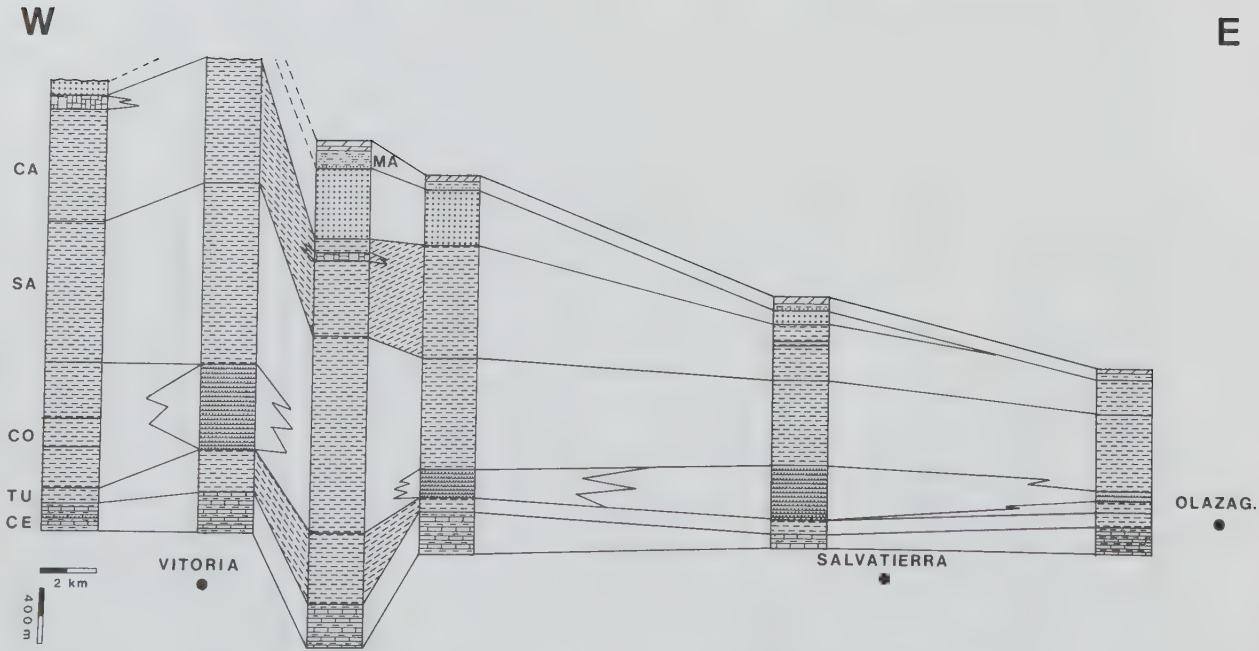


Abb. 59: Fazies- und Mächtigkeitsverteilung im Vitoria-Becken vom Diapir von Murguía (linkes Profil) zur Barranca (rechtes Profil).

22. SEDIMENTATIONSRATEN IM VITORIA-/ESTELLA-BECKEN (Abb. 60)

Die Sedimentationsraten pro 1000 Jahre wurden berechnet aus den Sedimentmächtigkeiten der einzelnen Oberkreidestufen, dividiert durch die Zeitdauer dieser Stufen (Zeitskala nach ODIN 1982). Die Kompaktion wurde nicht berücksichtigt, da sich für nahezu alle Sedimente des Vitoria-/Estella-Beckens dieselben Fehlerquotienten ergeben. Die eigentlichen Sedimentationsraten zur Zeit X waren somit durchweg höher.

Die Sedimentationsraten pro 1000 Jahre wurden für die Bohrung Castillo-5 (S' Vitoria) und ein Profil etwa von Arriola nach S und nach N berechnet. Die beiden Sedimentationsratenkurven sind ungefähr auch charakteristisch für eine mehr S' Position (Castillo-5) und eine mehr N' Position innerhalb des Vitoria-/Estella-Beckens. In beiden Fällen ergaben sich

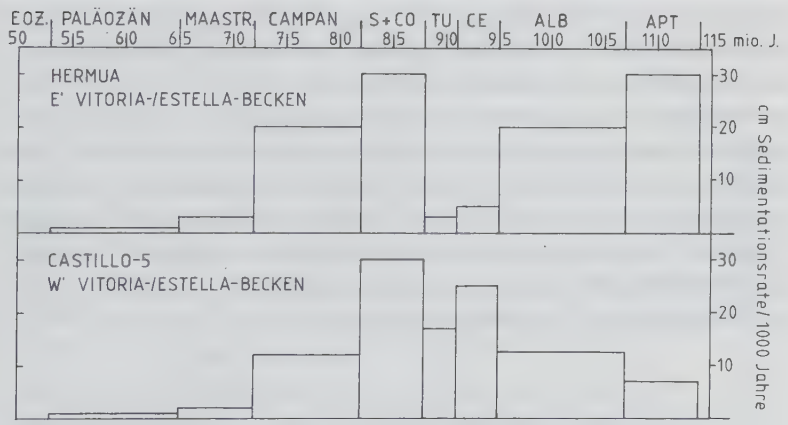


Abb. 60: Sedimentationsratendiagramm für die Bohrung Castillo-5 und ein Profil im Zentrum des Hermua-Beckens, N' von Salvatierra.

zweigipflige Kurven. Während das eine Maximum im Coniac/ Santon in beiden Kurven gleich ist, fällt das erste Maximum im Profil Arriola ins Apt und in der Bohrung Castillo-5 ins Cenoman.

Dies kann folgendermaßen interpretiert werden. Der Aitzgori-Block muß im Apt in ein älteres strike-slip fault-System miteinbezogen gewesen sein. Dieses ältere System zeigt sich vor allem im N' Basko-kantabrischen Becken. Dagegen war das typische Oblique-slip fault-Becken des S' Basko-kantabrischen Beckens noch nicht aktiv. Dies fand erst im Alb statt. Die relativ hohen Sedimentationsraten im Cenoman und Turon der Bohrung Castillo-5 sind eindeutig auf die proximalere Position zum Sedimentliefergebiet, verglichen mit dem Arriola-Profil, zurückzuführen. Im Turon ist aber in beiden Profilen das Minimum des Inputs während des Strike-slip fault-Zyklus erreicht, was relativ eindeutig mit dem Maximum der Transgression im Turon erklärt werden kann.

Überraschenderweise werden in beiden Profilen während des Coniac und Santon die höchsten Sedimentationsraten erreicht. Dies muß mit der einsetzenden Regression und den sich ausbreitenden Karbonatplattformen zusammenhängen. Im Coniac und Santon werden große Mengen an Kalkturbiditen in die Becken geschüttet. Dies führte bis zum Untercampan zu einer weitgehenden Auffüllung der während Cenoman und Turon bathymetrisch sehr tiefen Becken. Die Sedimentationsraten im Campan sind deshalb nicht sehr hoch. Im Maastricht werden wieder "normale" Raten epikontinentaler Bereiche erreicht. Die Sedimentationsrate zeigt hier noch einmal ganz eindeutig das Ende des Strike-slip fault-Zyklus an.

23. TRANS- UND REGRESSIONEN IM VITORIA-/ESTELLA-BECKEN

In der Oberkreide des Vitoria-/Estella-Beckens sind zwei Trans- und Regressionen zu beobachten. Die erste und größere Transgression beginnt sich an der Wende Mittel-/Obercenoman mit dem Einsetzen des "Flysch à boules" voll auszuwirken. Sie hatte tendenziell bereits im Mitte-/Oberalb eingesetzt, allerdings zu keinen größeren Bathymetrien im Vitoria-/Estella-Becken geführt, mit Ausnahme vielleicht des NE' Teils. Die Transgression erreichte wohl im Unter-/Mittelturon ihren Höhepunkt. Diese Transgression führte zur Pelagisierung des S' Basko-kantabrischen Beckens. Dieser transgressive Zyklus wurde in WIEDMANN et al. (1983) als Megasequenz 2 bezeichnet. Ab dem Oberturon/Unterconiac setzt die Regression ein. Dies wird durch die Sedimentation großer Mengen an Kalkturbiditen dokumentiert. Diese erste, zunächst langsame Regression erreichte im Vitoria-/Estella-Becken während des Obercampan einen Kulminationspunkt mit der Sedimentation fluviatiler Sedimente. Dieser regressive Zyklus wurde in WIEDMANN et al. (1983) als Megasequenz 3 bezeichnet. Über diese fluviatilen Sedimente transgrediert das Maastricht mit allerdings sehr flachmarinen Sedimenten. An der Wende Maastricht/Paläozän kam es vermutlich zu einer erneuten Regression. Im Paläozän und im Eozän sind, unterbrochen durch eine weitere Regression, erneut zwei kleine Transgressionen zu beobachten, bevor das Gebiet im Laufe des Eozäns endgültig verlandete. Diese Phase schwacher Trans- und Regressionen zwischen Maastricht und Eozän bezeichneten WIEDMANN et al. (1983) als Megasequenz 4.

Die Trans- und Regressionen im Untersuchungsgebiet werden ausschließlich durch auf das Basko-kantabrische Bekken einwirkende tektonische Prozesse kontrolliert und möglicherweise durch weltweit wirksame Meeresspiegelschwankungen modifiziert (Abb. 61).

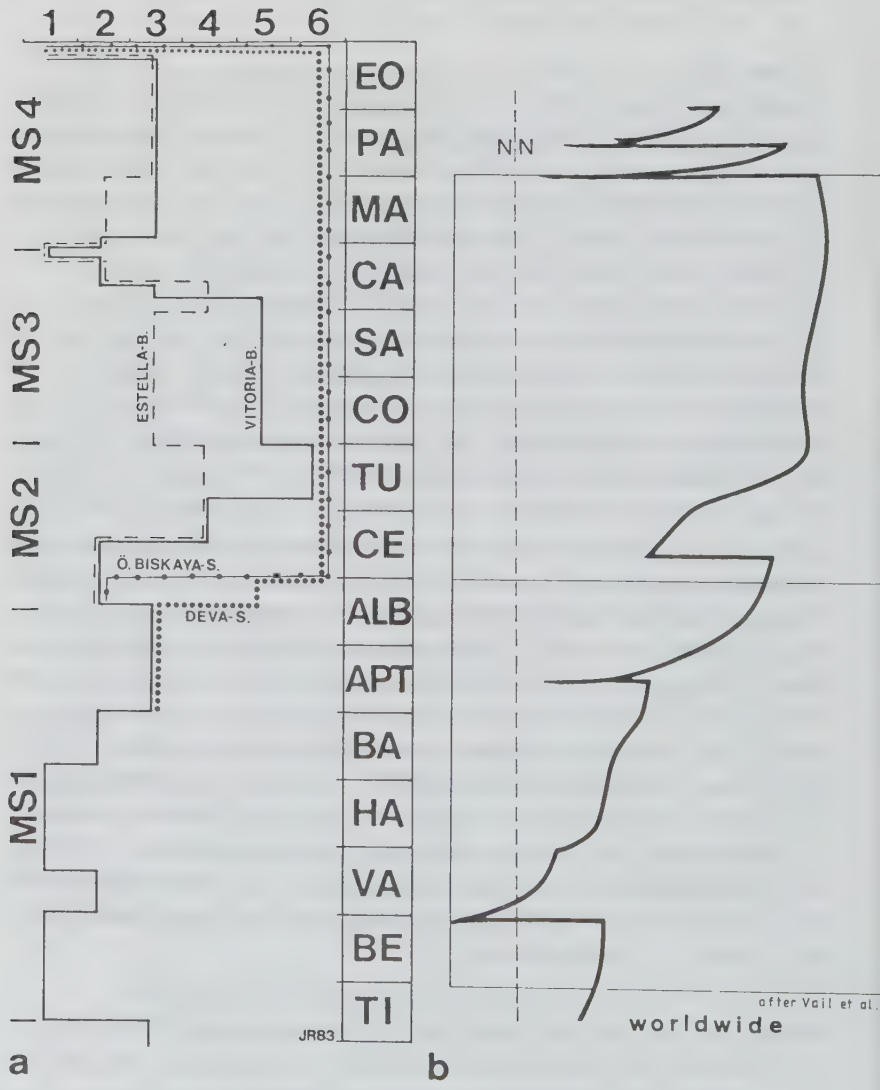


Abb. 61: Trans- und Regressionskurven des Basko-kantabrischen Beckens verglichen mit der Kurve weltweiter Meeresspiegelschwankungen (nach VAIL et al. 1977) (aus WIEDMANN et al. 1983).

Der im Mittel-/Oberalb einsetzende transgressive Zyklus der Megasequenz 2, der sich im Vitoria-/Estella-Becken aber erst im Obercenoman voll auswirkt, muß mit der in dieser Zeit einsetzenden distensiven Strike-slip-Tektonik erklärt werden. Die Pelagisierung des Gebiets kann aber nicht mit der weltweiten Transgression ab dem Mittelcenoman erklärt werden, sie kann allerhöchstens dadurch noch verstärkt worden sein. Bereits ab Oberturon/Unterconiac verläuft die Trans-/Regressionskurve des Vitoria-/Estella-Beckens wiederum nicht mehr konform mit der Kurve weltweiter Meeresspeigelschwankungen nach VAIL et al. (1977). Dies muß daher wieder mit beckeninternen Prozessen erklärt werden. Im Verlauf des Turons beginnt sich die Subsidenzkurve abzuschwächen. Der Höhepunkt der Regression im Obercampan markiert das Ende der Subsidenz, fällt aber auch zusammen mit einer ersten Kompressionstektonik in dieser Zeit. Die Verbindung dieser Regression mit der ersten Kompressionsphase wird auch durch die nach Ende der Kompressionsphase im Maastricht einsetzende schwache Transgression deutlich. Die folgenden Trans- und Regressionen müssen nun möglicherweise voll den weltweiten Meeresspiegelschwankungen angerechnet werden, bevor es im Verlauf des Eozäns zur endgültigen Heraushebung des Gebietes kommt.

Überregional werden die Trans- und Regressionen im Basko-kantabrischen Becken durch die Bewegung der Iberischen Platte bewirkt, da die Bewegung der Iberischen Platte die distensive Strike-slip-Tektonik auslöst. Die Trans- und Regressionen des Basko-kantabrischen Beckens gehören damit zu den "circum-iberischen" Ereignissen, die durch die komplizierte Bewegung der Iberischen Platte ausgelöst werden.

24. DIAPIRE IM OBLIQUE-SLIP-FAULT-BECKEN

Die Aufstiegsgeschichte der Diapire im Oblique-slip-fault-Becken ändert sich gegenüber den Angaben bei KIND (1967) und RAMIREZ DEL POZO (1971) z.T. erheblich. Deshalb werden hier die bisher verfügbaren Daten noch einmal zusammengefaßt.

Der Diapir von Villasana de Mena zeigt mindestens seit dem Oberalb eine Aufbeulung mit der Ausbildung eines atollartigen Riffes (Caniego-Kalk) (SCHROEDER 1980, REITNER 1982, SCHROEDER & WILLEMS 1983) und ist noch im Oberalb durchgebrochen. Dies wird durch Ophitgerölle im Caniego-Kalk dokumentiert. Auch im Cenoman muß mit einer Aufbeulung und einem Durchbruch des Diapirs gerechnet werden (BLANK & WIEDMANN 1983).

Der Diapir von Orduña bildete ebenfalls im Oberalb eine Aufbeulung mit Riffkalken (REITNER 1982).

Der Diapir von Murguía hatte im Oberalb einen Ring von Riffen, die z.T. eine Extremfauna zeigen (REITNER 1983). Ein Durchbruch kann definitiv für das Untercenoman nachgewiesen werden. Im sogenannten "Ostreenkalk" (v. STACKELBERG 1967) finden sich Triasgerölle. Weiterhin deuten Schüttungen im Cenoman/Turon-Grenzbereich auf eine sich im Diapir befindliche Karbonatplattform hin. Im Turon finden sich wiederum Ophitgerölle, die einen Durchbruch in dieser Zeit beweisen. Danach scheint eine gewisse Beruhigung eingetreten zu sein. Erst im Untercampan wurden wieder einzelne Lagen von Kalkareniten gefunden, die auf eine Karbonatplattform und eine mögliche Aufbeulung im Diapirbereich hindeuten. Im Obercampan läßt sich wiederum definitiv eine Aufbeulung und ein Durchbruch beweisen (vgl. auch v. STACKELBERG 1967).

Für den Diapir von Maestu ließ sich ein Aufbrechen oder Aufbeulen nicht nachweisen. Dafür konnten nun vom Diapir ausgehende Schüttungen des Untercampan, die bisher nur von

Atauri bekannt waren und die Triasgerölle führen (KIND 1967, RAMIREZ DEL POZO 1971, SCHWENTKE 1983), auch im Vitoria-Becken nachgewiesen werden.

Der Diapir von Treviño, bisher fast ausschließlich durch Bohrungen bekannt, läßt sich nun auch durch Schüttungen von Karbonaten, die Triasgerölle führen, im Vitoria-Becken nachweisen. Die "Santon"-Kalkarenite von KIND (1967), die ein erstes Aufbrechen des Diapirs im Santon beweisen sollen, sind vermutlich ins Untercampan zu stellen (RAMIREZ DEL POZO 1971) und sind damit zeitgleich mit den Schüttungen im Vitoria-Becken.

Für den Diapir von Estella vermutet KIND (1967) ein erstes Durchbrechen im Alb.

Eine Reihe von Diapiren ließ sich auch sedimentologisch oder durch Schwereuntersuchungen nachweisen.

In den Schüttungen des Coniac bei Guevara (Kap. 14.3.) finden sich gelegentlich rote Tonfetzen und rote authigene, detritische Quarze. Da die Schüttungen sonst kein detritisches Material führen, stammt das Material möglicherweise von einem Diapir im Bereich des W' Aitzgorri-Blockes (? Salinas de Leniz).

Unter dem Tertiär verborgen, wurde unter Santa Cruz de Campezo durch Schwere- und seismische Untersuchungen ein Diapir nachgewiesen (CARRERAS SUAREZ et al. 1978, SCHWENTKE 1983, WIEDMANN et al. 1983), der wahrscheinlich mit dem Diapir von Maestu in Verbindung stand. Allerdings ist über die Aufstiegsgeschichte dieses Diapirs nichts bekannt.

Eine weitere Diapirbeule wurde vermutlich durch Schwere- und seismische Untersuchungen sowie durch die Bohrung Urbasa-1 unter der Urbasa nachgewiesen (BRINKMANN & LÖGTERS 1967, LÖGTERS & VOORT 1968), die allerdings nur von Alb bis Turon eine Aufbeulung bildete.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die meisten Diapire bereits im Alb eine Diapirbeule gebildet haben. Ein Teil der Diapire brach auch bereits durch. Nach weiteren Diapirbewe-

gungen im Cenoman und Turon erfolgte im Coniac und Santon eine "Beruhigung" des Diapirismus. Im Campan brachen die meisten Diapire durch. Bei den Diapiren von Villasana de Mena und Orduña stehen keine Schichten dieses Alters mehr an, sodaß dies nicht nachweisbar ist. Dieser zweite Durchbruch könnte möglicherweise auf die ersten transpressiven Bewegungen und/oder auf "sedimentary onload" hindeuten.

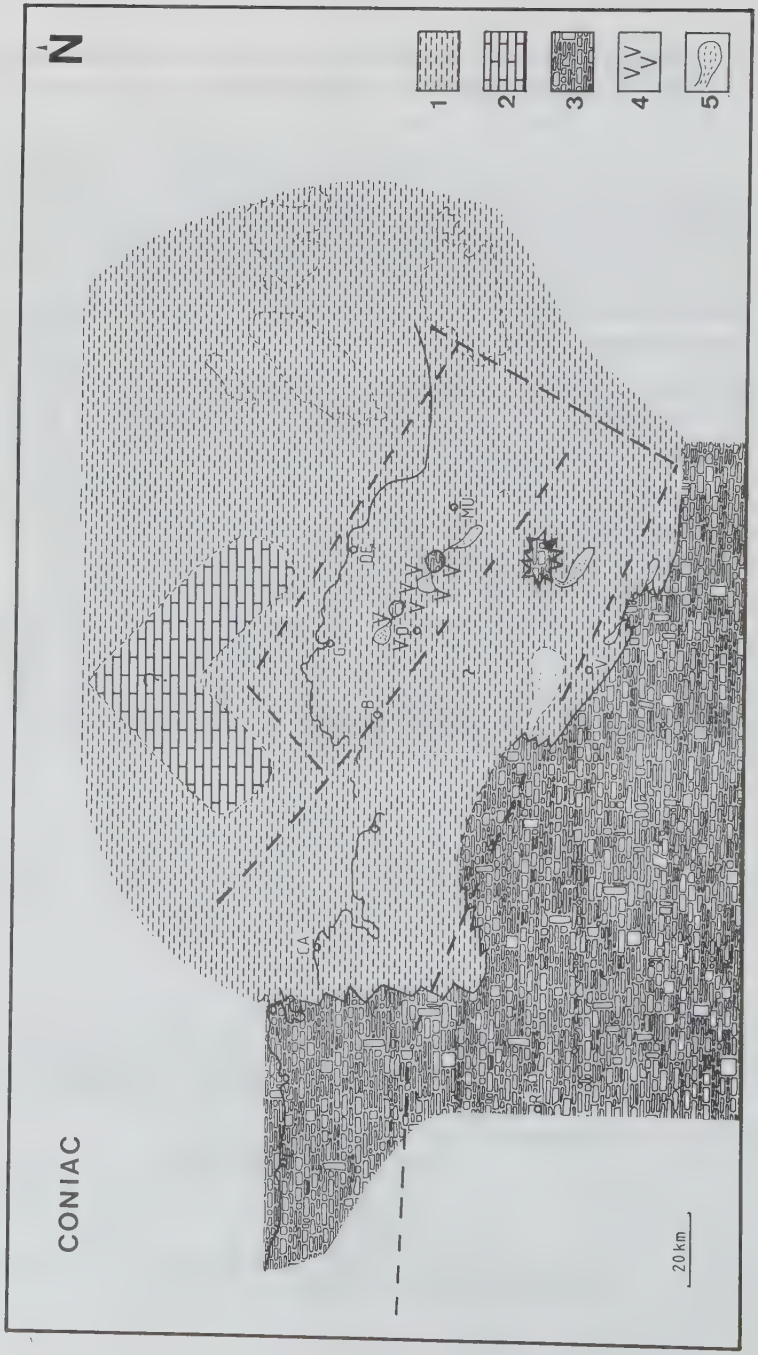
Die weitere Aufstiegsgeschichte findet sich bei KIND (1967) und RAMIREZ DEL POZO (1971). Diesen Daten konnte nichts hinzugefügt werden.

25. PALÄOGEOGRAPHIE

Auf der Basis der palinspastischen Karte wurden paläogeographische Karten für das Coniac und Campan erstellt. Die Karten wurden aus allen zur Verfügung stehenden einschlägigen Quellen zusammengestellt. Sie zeigen zwei sehr unterschiedliche Zeiten in der Entwicklung des Basko-kantabrischen Beckens.

Nach der Pelagisierungsphase des Basko-kantabrischen Bekkens im Turon, die nicht dargestellt ist, da kaum Faziesunterschiede vorhanden sind, wurden im Coniac überwiegend karbonatisch-mergelige Sedimente mit hohen Sedimentations- und Subsidenzraten abgelagert. Im Campan erfolgt der Umschwung zu sandig-mergeligen Fazien mit bereits wesentlich geringeren Sedimentations- und Subsidenzraten, die anschließend in die "normale" epikontinentale Sedimentation übergehen. Die paläogeographische Karte des Coniac zeigt daher eine mittlere Position, die Karte des Campan das Ende des "Strike-slip fault-Zyklus" einer Beckenbildung.

Abb. 61: Paläogeographische Karte des Coniac, basierend auf der palinspastischen Karte (Abb. 24), zusammengestellt nach der einschlägigen Literatur und den eigenen Aufnahmen.
Legende: 1. Beckenfazies
2. flachmarine Karonate
3. "Riffkarbonate" und Küstenkarbonatplattformen
4. Vulkanite
5. Kalkturbidite
B = Bilbao, DE = Deva, D = Durango, G = Guernica, MU = Mutiloa, V = Vitoria


N
1
2
3
4
5
CONIAC
20 km

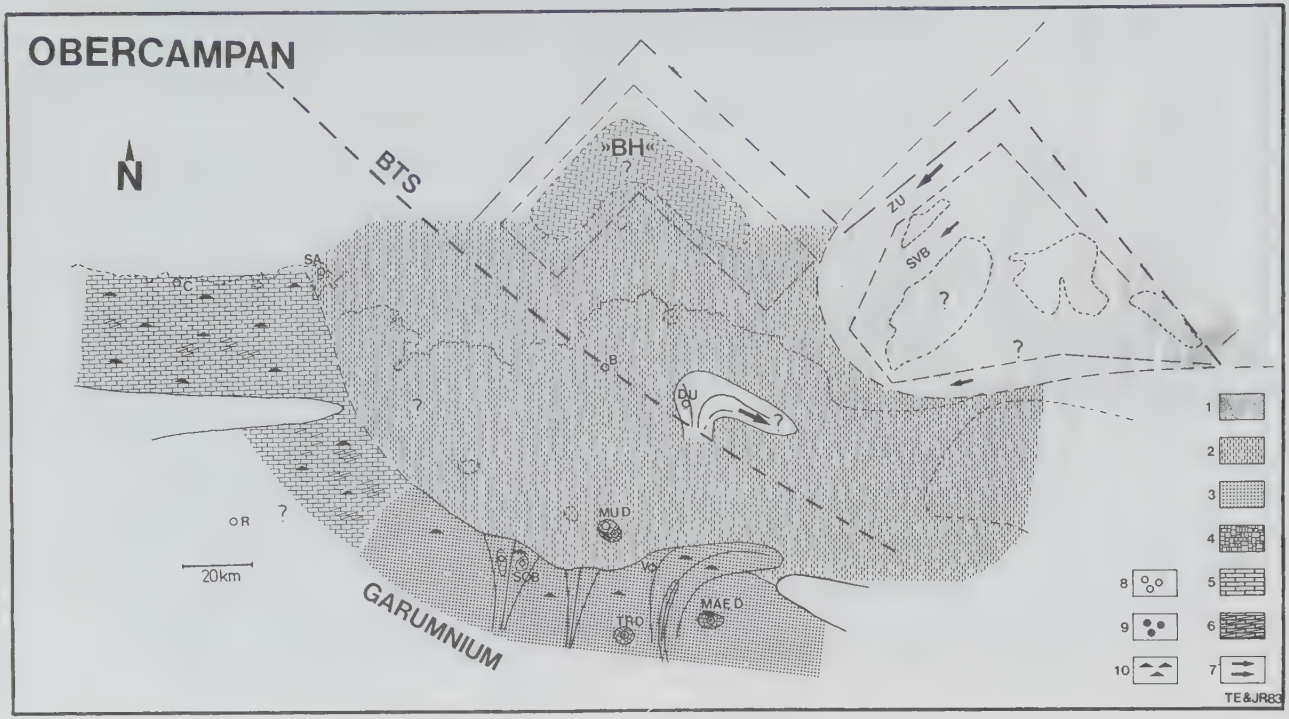

OBERCAMPAN
N
BTS
»BH«
?
ZU
SVB
?
?
SA
OC
B
DU
?
?
OR
?
MUD
20km
SOB
VO
TRO
MAE D
GARUMNIUM
1
2
3
4
8
5
9
6
10
7
TE&JR83

Abb. 62: Paläogeographische Karte des Campan, basierend auf der palinspastischen Karte, zusammengestellt aus den einschlägigen Quellen und eigenen Aufnahmen.

Legende:
1. Becken-Fazies mit Turbiditen
2. Becken- und Schelf-Fazies
3. Turbidit-Fan
4. Karbonatplattformen
5. Plattformen allg.
6. Dolomite
7. Transportrichtung der Turbidite
8. Rudisten
9. Korallen
10. Großforaminiferen

Für Abkürzungen siehe Abb. 61.

26. BISKAYA-SYNKLINORIUM

26.1. Sedimentäre Entwicklung der Oberkreide des Biskaya-Synklinoriums

Die Oberkreide des E' Biskaya-Synklinoriums ist nur schwierig zu untergliedern, da die Sedimente anchimetamorph sind (vgl. CHOUKROUNE 1976) und daher fast keine Mikro- oder Makrofossilien führen. Im Profil Azcoitia-Villarreal/Zumarraga waren sämtliche Mikroproben, bis auf eine, fossilleer. Lediglich in einigen Schliffen fanden sich einige wenige bestimmbare Mikrofossilien. Daher werden hier nur die wesentlichen sedimentären Events geschildert und ansonsten auf die Arbeiten von KOPP (1964), die Erläuterungen zu den geologischen Karten 1 : 50000 von Spanien (ESPEJO MOLINA 1973, MARTIN FERNANDEZ 1975, ESNAOLA GOMEZ & MARTIN GARCIA 1975) und MATHEY (1983a,b) verwiesen. Derzeit ist eine Dissertation über das Biskaya-Synklinorium durch M. MESCHEDE (Tübingen) in Vorbereitung.

Im Alb werden im E' Biskaya-Synklinorium noch flachmarine Sandsteine abgelagert, die im Untercenoman anscheinend in schwarze Tone, in die sich gelegentlich bereits Turbidite einschalten können, übergehen. Im oberen Teil der schwarzen Tone können sich z.B. bei Aguiñeta, zwischen Azcoitia und Villarreal/Zumarraga auch dicke Bänke von Kalkturbiditen einschalten (Abb. 63.1, Taf. 11, Fig. 1-3). Die Komponenten stammen von einer flachmarinen Karbonatplattform, deren ursprüngliche Lage allerdings nicht sicher ist. Ab dem ?Obercenoman werden pelagische Mergel sedimentiert, in die sich vor allem im Turon bis 1000 m mächtige Alkalibasalte einschalten (vgl. AZAMBRE & ROSSY 1974, CUEVAS et al. 1981). Diese Vulkanite bildeten an einigen Stellen mit Sicherheit Sea mounts, die teilweise von Karbonatplattformen umgeben waren.

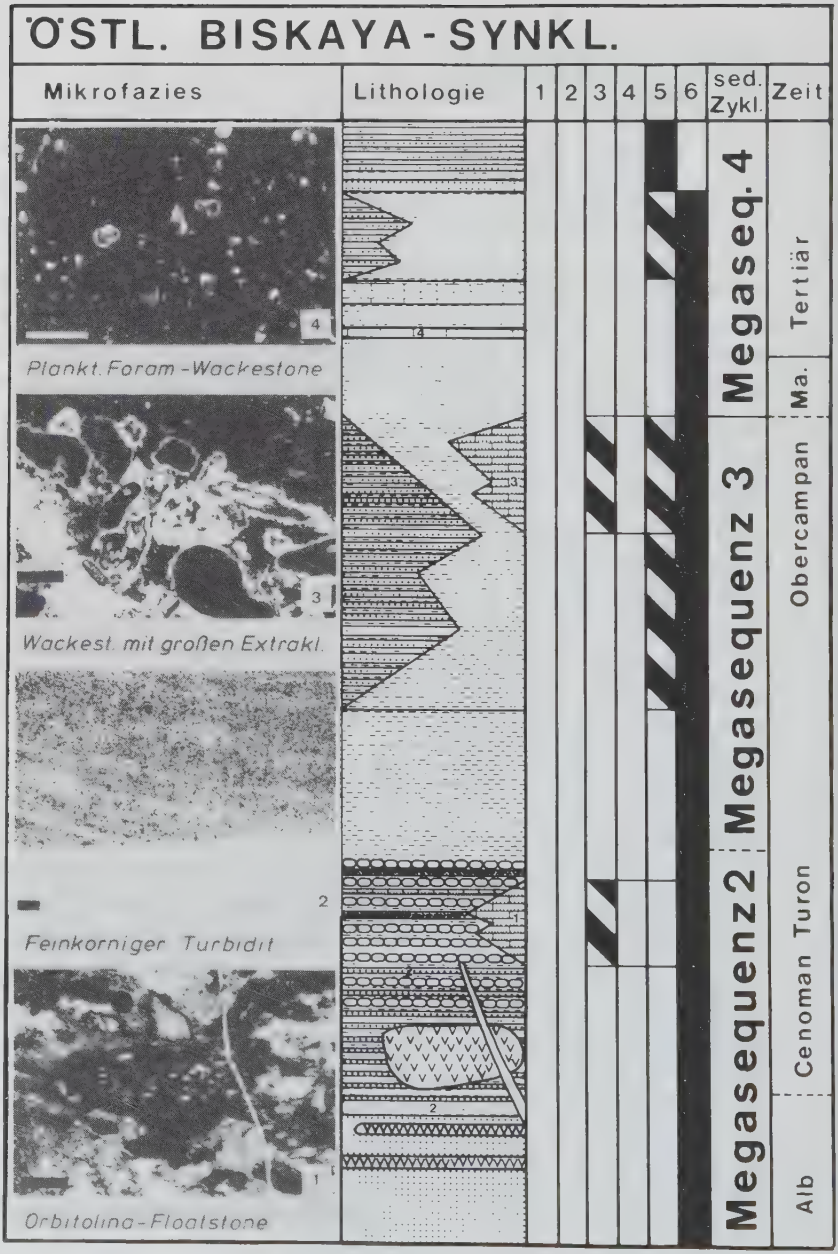


Abb. 63: Schematisiertes Profil Biskaya-Synklinorium

Von den Sea mounts gingen vulkanodetritische Turbidite ab. Die Karbonatplattformen lieferten Kalkturbidite und Debris Flows mit zahlreichen vulkanischen Klasten (Taf. 11, Fig. 4). Die Debris Flows enthalten in manchen Fällen Komponenten, die durch Hundezahn-Zemente verkittet sind (Taf. 11, Fig. 6, Abb. 63.3). Hundezahn-Zemente sind Anzeichen für vadose Bereiche und bilden sich bevorzugt im Intertidal-Bereich. Auch in diesem Fall bestehen die Komponenten zu einem großen Teil aus Rotalgen- und Echinodermenbruchstücken. Weiter wurden Schwämme, Bryozoen und sehr selten Rudistenbruchstücke (Taf. 11, Fig. 5) beobachtet. Zwischen den Pillow-Laven finden sich relativ oft Aschenlagen und feinkörnige Turbidite (Abb. 63.2).

Die Sedimentation pelagischer Mergel, in die sich Kalkturbidite einschalten, scheint bis ins Campan weitergegangen zu sein. Die Gesamtmächtigkeit von Cenoman bis Campan kann bis über 2000 m betragen. Im (?)Obercampan schalten sich in diese Mergel grobkörnige Turbidite ein. Die mehrere hundert Meter (∿ 600 m) mächtigen Turbidite keilen in das E' Biskaya-Synklinorium hin aus. Das Zentrum des Fans muß etwa S' des Diapirs von Guernica gelegen haben. Über die Schüttungsrichtung gibt es unterschiedliche Vorstellungen. Während MATHEY (1983b) die Turbidite mit der Zumaya-Synkline in Verbindung bringt und Transportrichtungen aus E annimmt, geben WIEDMANN et al. (1983) und BOESS (1983) eine Schüttungsrichtung von NW nach SE an. Dies wird neben den Sedimentstrukturen, vor allem durch die Form des Sedimentkörpers und die Korngrößenverteilung bzw. die Abnahme der Korngröße nach E deutlich. Die Herkunft der Turbidite ist dagegen nicht sicher geklärt. Es gibt zwei Möglichkeiten, die meines Erachtens gleich wahrscheinlich sind. Die Turbidite könnten mit der zeitgleichen Delta-Progradation im Vitoria-Becken in Verbindung stehen. Die zweite Möglichkeit ist eine Herkunft aus N von einem zu postulierenden tektonischen Akkretionskeil im Bereich des Biskaya-Hochs, etwa vergleichbar mit der Herkunft der Turbidite in der Zumaya-Synkline.

Im Maastricht hörte die Sedimentation der Turbidite auf, und es wurden geringmächtige, pelagische, bis 200 m mächtige Mergel sedimentiert, die im Dan in rote pelagische Mergel und Kalkmergel (Abb. 63.4) übergehen, vergleichbar den "Dan-Kalken" in der Zumaya-Synkline. Nach einer weiteren Phase mit Turbiditen wird das Becken im Eozän aufsedimentiert.

26.2. Subsidenz und geotektonische Stellung

Die Grenzen und die Form des Pull-apart-Beckens, das praktisch mit dem Biskaya-Synklinorium identisch ist, wurde bereits in Kap. 7.5 bzw. 7.6.1. skizziert.

Die Subsidenz begann im Biskaya-Synklinorium etwas früher (Apt) als im Oblique-slip fault-Becken des S' Basko-kantabrischen Beckens. Auch "Wealden"-Sedimentationsbecken sind bekannt. Das Ende des Strike-slip-Zyklus ist auch hier mit Campan anzusetzen, wie die geringmächtigen Maastricht- und Dan-Ablagerungen zeigen. Allerdings wurde das Biskaya-Synklinorium im Campan und im Eozän in den weiteren Bereich der Subduktionstektonik mit der Bildung eines Fore-arc-Beckens miteinbezogen, so daß der typische Strike-slip-Zyklus überlagert wird.

27. DIE DEVA-SYNKLINE

27.1. Sedimentologische und fazielle Entwicklung

Die sedimentologische Entwicklung der Unterkreide der Deva-Synkline wird in der Dissertation REITNER behandelt. Deshalb wirdhier nur ein kurzer Abriß gegeben. In die Tone und mergeligen Tone des Alb schalten sich silikoklastische Turbidite ein. Zwischen Saturrarán und Motrico ist der middle-fan-Bereich eines Turbidit-Fans aufgeschlossen. In den Debris Flows finden sich überwiegend quarzitische und Konglomeratkomponenten, die vermutlich aus aufgearbeiteten Konglomeraten der Permotrias stammen. Weiter wurden schwarze Lydite und einige wenige Basementkomponenten beobachtet. Etwas seltener finden sich Sandsteine, schwarze Tone und Kalke. Die Sandsteine und Tone gehören wohl in die Unterkreide. Die Kalke umfassen nach REITNER Apt bis Oberalb und stammen von Karbonatplattformen und Riffen. Die Herkunft der Debris Flows und der Turbidite ist nach Slumpingstrukturen, Einregelung der Komponenten und flute casts eindeutig aus Norden (vgl. auch VOORT 1964), im Gegensatz zu FEUILLEE (1983), der eine östliche Herkunftsrichtung für die Turbidite annimmt. Die Gesamtmächtigkeit der Turbiditserie beträgt über 1000 m. Die Turbiditsedimentation schwächt sich zum Hangenden hin ab. Es handelt sich um eine transgressive Serie oder um ein retrogrades Turbiditfan-System. Der weitere Verlauf des Profils ist von der Aichuri-Störung abgeschnitten. Ein Unterkreide - Profil wurde auch in einer offshore-Bohrung in der Deva-Synkline durchteuft (SOLER et al. 1981). Die Bohrung durchteufte neben 1000 m Alb in der oben beschriebenen Fazies über 1000 m Urgon-Kalke. Dafür wurden aber nur rd. 200 m "Wealden"-Fazies durchteuft. Die sedimentologische Entwicklung der Oberkreide des Deva-Beckens ist onshore nicht aufgeschlossen, jedoch gibt es die von SOLER et al. (1981) publizierte offshore-Bohrung, die im Eozän angesetzt wurde.

Das Oberkreide-Profil ist relativ geringmächtig (rd. 700 m), verglichen mit der Zumaya-Synkline und dem Biskaya-Synklinorium, und ist fast durchgehend mergelig ausgebildet. In der unteren Oberkreide folgen über geringmächtigen Kalken Vulkanite des ?Turon/Coniac. Die Turbiditsedimentation des Campans, wie in der Zumaya-Synkline, fehlt. In der Oberen Oberkreide (?Maastricht) schalten sich noch einmal geringmächtige Kalke ein, die sich in das Paläozän fortsetzen.

27.2. Zur Stellung der Deva-Synkline

Die Deva-Synkline hatte aufgrund der tektonischen Struktur (die Arnó-Antikline biegt nach N um und streicht ins Meer, die Lequeitio-Störung und die nach S anschließende Nord-Biskaya-Überschiebung trennt die Deva-Synkline vom Biskaya-Synklinorium) keine direkte Verbindung zum Biskaya-Synklinorium, sondern stammt aus einem weiter N' gelegenen Faziesraum, der wohl zum Randbereich des Biskaya-Hochs zu rechnen ist. Damit war das Apt (Urgonfazies) des Guernica-Blockes möglicherweise eine Küstenplattform des Biskaya-Hochs oder eine dem Biskaya-Hoch unmittelbar vorgelagerte Inselplattform. Diese Küsten- oder Inselplattform sank im Alb ab und wurde auch z.T. wieder aufgearbeitet. Zeitgleich mit dieser Aufarbeitung bildeten sich wiederum kleinere Oberalb-Riffe aus, deren Komponenten ebenfalls in das S' sich anschließende und rasch absinkende Turbiditbecken geschüttet wurden. In der Oberkreide war praktisch kein klastischer Einfluß mehr vorhanden, was darauf hindeutet, daß das Biskaya-Hoch als Liefergebiet verschwunden ist. In der Oberkreide folgte dann eine relativ geringmächtige Sedimentation, die impliziert, daß diese Scholle immer noch eine relative Hochposition gegenüber dem Biskaya-Synklinorium hatte. Die aufgedrungenen Vulkanite deuten jedoch darauf hin, daß dieses Becken möglicherweise von einer größeren Störung vom eigentlichen Biskaya-Hoch getrennt wird. Die Deva-Synkline wird

durch die Aichurri-Störung von der Zumaya-Synkline abgetrennt. Auf dem Oberkreide-Flysch der Zumaya-Synkline liegen jedoch Urgon-Decken, die direkt an das Urgon des Guernica-Blockes angeschlossen werden können. Daraus ergibt sich, daß die Zumaya-Synkline aus einem noch weiter N' gelegenen Faziesraum stammen muß als vergleichsweise die Deva-Synkline. Allerdings resultiert aus dieser relativen Beziehung zueinander, daß das Biskaya-Hoch nach E hin anscheinend kleiner wurde und versank. Im Bereich der Zumaya-Synkline waren die Reste des "Biskaya-Hochs" (? Urgondecken) lediglich bis Apt Hochgebiet, sanken im Alb ab und waren nicht mehr fazieswirksam. Die Beckenneigung könnte somit theoretisch auch von W nach E gewesen sein, wie in den übrigen Becken des Basko-kantabrischen Beckens auch. Das (? sukzessive) Abtauchen des Biskaya-Hochs nach E läßt sich mit dem sukzessiven Abtauchen des Aitzgorri-Blockes im S' Basko-kantabrischen Becken vergleichen. Die relativ südlichere Lage der Deva-Synkline im Verhältnis zur Zumaya-Synkline ergibt sich auch aus den Subsidenzkurven. Der Sedimentationsraum der Deva-Synkline wurde im Campan nicht in die erneute Subsidenz und Sedimentation des sich ausbildenden Fore-arc-Beckens miteinbezogen. Die weitere Tektogenese des Beckens ist nicht bekannt, da die SOLER-Bohrung im tieferen Eozän angesetzt wurde.

28. DIE OBERKREIDE-ENTWICKLUNG DER ZUMAYA-SYNKLINE

28.1. Sedimentologische und fazielle Entwicklung

Wie schon in den tektonischen Kapiteln dargelegt, können das Apt-/Alb-Profil der Deva-Synkline und die Oberkreide der Zumaya-Synkline aus tektonischen Gründen nicht dem gleichen Faziesraum angehört haben, wie in allen früheren Arbeiten angenommen wurde. Es handelt sich um verschieden distale Profile, die deshalb getrennt behandelt werden müssen.

Das Oberkreide-Profil von Zumaya wurde von HERM (1965) aufgenommen und vor allem stratigraphisch untersucht. Den stratigraphischen Angaben von HERM konnten nur wenige Details hinzugefügt werden. Weitere Arbeiten über die Oberkreide von Zumaya stammen von FEUILLEE (1967), MIR et al. (1971), CRIMES (1973, 1976), HANISCH (1974, 1978), MATHEY (1983), LAMOLDA (1983) und WIEDMANN et al. (1983) u.a.

Das Profil beginnt mit Mergelkalken und Kalken, dem Aichurri-Kalk von HERM (1965). MATHEY (1982) bezieht die Kalke in seine Iciar-Formation mit ein, jedoch wird hier dem Begriff von HERM (1965) der Vorzug gegeben. Es handelt sich überwiegend um gebankte, pelagische Kalke, die im Dünnschliff oft nur planktonische Foraminiferen (Abb. 65.1) zeigen. In einigen Lagen wurden auch vulkanische Aschen gefunden (vgl. FEUILLEE 1967, MATHEY 1982, 1983). Makrofossilien wurden praktisch keine gefunden. Die Aichurri-Kalke sind im Küstenprofil ca. 60 - 80 m mächtig. Der stratigraphische Umfang reicht von Unterturon (wahrscheinlich archaeocretacea-Zone), Unteres Unterturon bis zur schneegansi-Zone, Oberturon-Unterconiac. Darüber folgt mit einer Störung im Küstenprofil Untercampan (vgl. HERM 1965). E' Iciar ist der direkte Kontakt zwar nicht aufgeschlossen, jedoch folgen auch hier Mergel mit einzelnen Turbiditlagen des Untercampans. Diese Lücke wurde mit unterschiedlichem Umfang auch in anderen Profilen festgestellt (vgl. CAMPOS et al. 1979). Es kann davon aus-

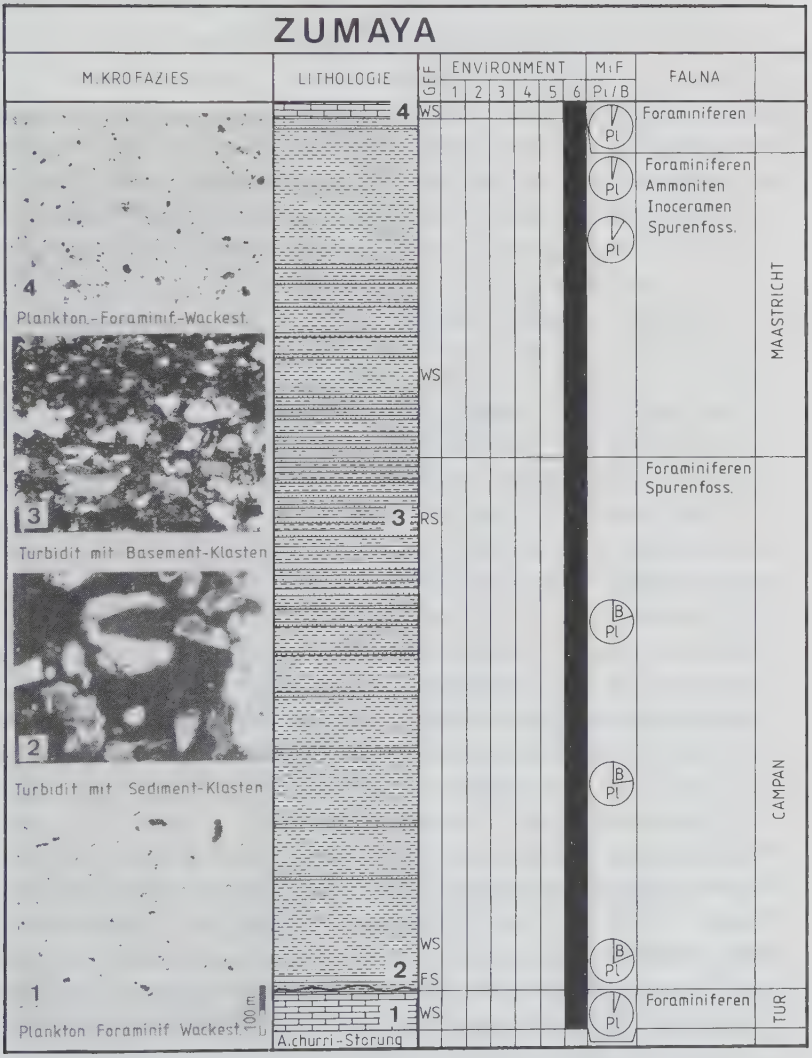


Abb. 65: Profil Zumaya. Lokalität siehe Abb. 31.

gegangen werden, daß es sich um eine primäre Lücke oder Erosion handelt, die tektonisch überprägt wurde. Das Environment ist hochpelagisch. Es muß mit einer Wassertiefe von über 1000 m gerechnet werden.

Eine Turbiditlage ca. 10 m im Hangenden des Aichurri-Kalkes enthielt aufgearbeitete Extraklasten. Es wurden im einzelnen beobachtet: Kristallin (Gneise), vermutlicher Jura (fossilarme Wacke-Mud-stones) (Taf. 12, Fig. 3), dunkle Mudstones mit Pyritkonkretionen (Unterkreide?) ?Urgonkalke (Taf. 12, Fig. 6), Alb-Riffkalke und Wakestones (Taf. 12, Fig. 4, 5, 6), Cenoman-Flachwassermaterial (z.B. Orbitolinen) (Taf. 12, Fig. 2), pelagische Kalke mit planktonischen Foraminiferen (ähnlich dem Aichurri-Kalk), Vulkanite und mergelige Wackestones mit Foraminiferen des Santon/Untercampan (Abb. 65.2; Taf. 12, Fig. 2). Der Turbidit ist nur geringmächtig (ca. 10 cm) und nur schwach gradiert. Die Herkunftsrichtung konnte nicht bestimmt werden, jedoch darf, wie für die folgenden Turbidite, eine Schüttungsrichtung von N oder NE angenommen werden. Die Klasten sind meist schlecht gerundet, z.T. kommen auch Plastiklasten, d.h. nicht ganz verfestigte Komponenten, vor. Das Liefergebiet kann aus diesen Gründen nicht weit entfernt gewesen sein (unter 5 km). Im höheren Untercampan nehmen die Turbiditlagen an Anzahl und Bankdicke (thickening und coarsening upward) zu. Die Bänke können dabei bis 1/2 m dick werden. Das Material muß von einem Kristallin-Liefergebiet stammen (Abb. 65.3). Die Turbiditfan-Progradation kann bis zum Fan Fringe-/Lobe-Bereich reichen. Die Turbidite sind von NE bis E geschüttet (RICHTER 1965, CRIMES 1976, VAN VLIET 1978, MATHEY 1983 und eigene Messungen). Nach Berücksichtigung der tektonischen Komplikationen (vgl. z.B. auch HANISCH 1974) ergeben sich relativ eindeutig Schüttungsrichtungen von NE/N.

An der Unterseite der Bänke findet sich oft eine reiche Spurenfauna mit Palaeodictyon, Lorenzinia u.a. (vgl. auch SEILACHER 1977). Die Spurenfauna sowie die spärliche Foraminiferenfauna deutet immer noch auf recht große Wassertiefen hin. Die Turbiditserie wird bis über 1600 m mächtig.

Im Untermaastricht hört die Flyschsedimentation auf. Es werden z.T. rote pelagische Mergel und Mergelkalke sedimentiert, die eine reiche Foraminiferenfaune (bis über 90 % Planktonanteil) sowie an Makrofauna Ammoniten und Inoceramen geliefert haben. Im Obermaastricht schalten sich in die Mergel wieder einige wenige Turbidite, die aber meist nur geringmächtig sind (wenige Zentimeter) und nur Sandfraktion führen. Die Serie ist, verglichen mit dem Campan, mit 200 m relativ geringmächtig.

Darüber folgt der pelagische, rote Dan-Kalk, der wiederum vor allem planktonische Foraminiferen im Dünnschliff zeigt (Abb. 65.4).

Im Liegenden des Gesamtprofils konnten an einigen Stellen (z.B. Aizarnazabal) schwarze Tone ohne Turbidite gefunden werden. Sie enthielten allerdings keine Fauna, so daß die Datierung nicht gesichert ist. Es handelt sich jedoch wahrscheinlich um Alb in der "facies euxinica" nach AGUILAR TOMAS (1971). Die Mächtigkeit konnte nicht ermittelt werden, muß jedoch mit über 500 m angesetzt werden.

Die Sedimentabfolge von Deva-Becken und dem Faziesraum der Zumaya-Synkline sind zwar ähnlich, jedoch fehlen im Deva-Becken die Turbidite des Campans, während in der Zumaya-Synkline die Turbidite des Alb nahezu fehlen.

28.2. Geotektonische Stellung des Faziesraumes Zumaya-Synkline

Aufgrund der sedimentären Entwicklung, der tektonischen Struktur und vor allem wegen der im gesamten Oberkreideprofil hochpelagischen Faunen ist der Faziesraum der Zumaya-Synkline der bathymetrisch tiefste und am weitesten N' gelegene Faziesraum des Basko-kantabrischen Beckens i.w.S. Allerdings muß aufgrund des aufgearbeiteten Materials in den von N geschütteten Campan-Turbiditen N' der Zumaya-Synkline noch

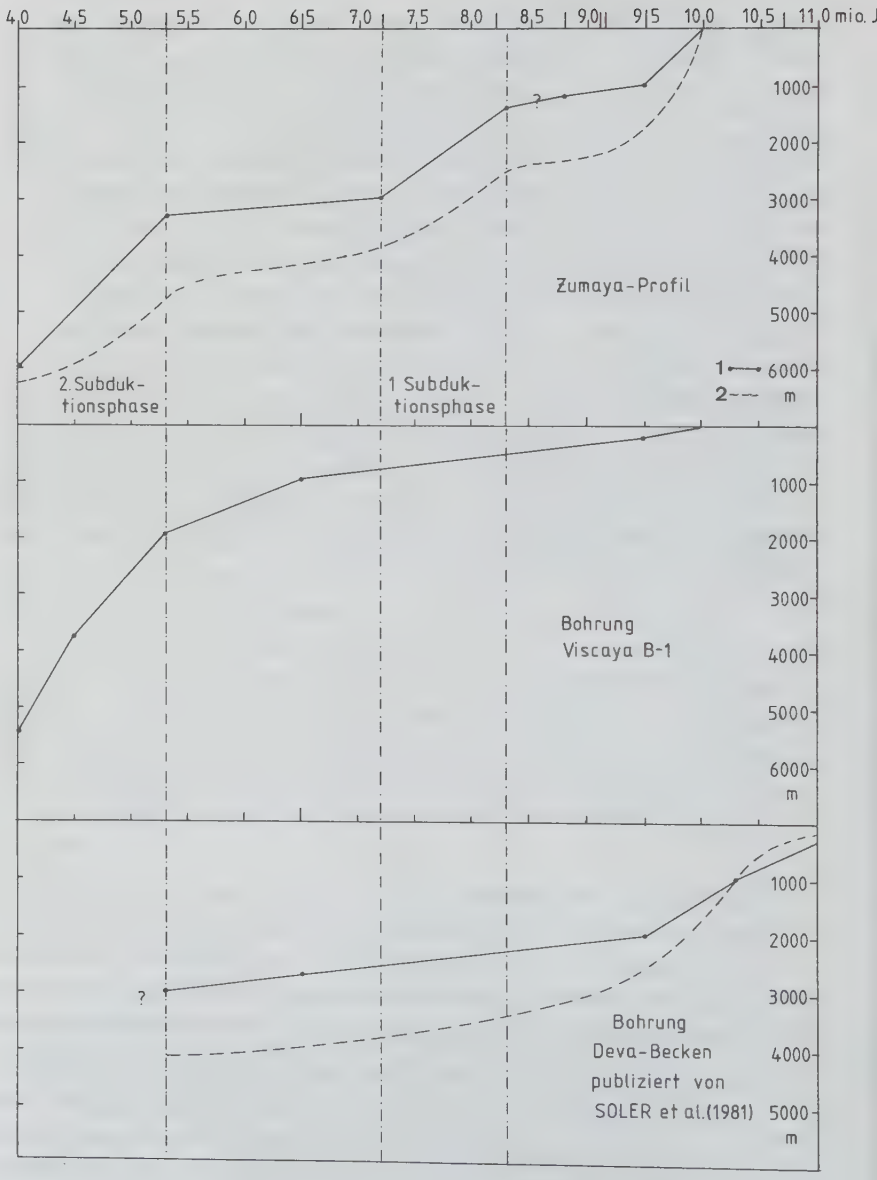
ein (oder mehrere?) weitere(s) Sedimentationsbecken (? Rotationsschollen) angenommen werden. Dies folgt auch aus dem interpretierten seismischenProfil von SOLER et al. (1981) durch diesen Bereich. Die Unterkreideentwicklung kann erst etwa ab Oberalb einigermaßen rekonstruiert werden, da entsprechend ältere Serien zu weit im Süden liegen und für den Faziesraum der Zumaya-Synkline nicht mehr zutreffen würden. Im Alb muß bereits ein tiefes Becken, in dem schwarze Tone sedimentiert wurden ("facies euxinica" nach AGUILAR TOMAS 1971) angenommen werden. N' anschließend muß eine Hochscholle postuliert werden, auf der Riffkalke sedimentiert wurden. Im ?Cenoman (spätestens im Turon) wurde das gesamte Gebiet, auch die N' anschließende Hochscholle, pelagisiert. Vermutlich wurde eine geringmächtige Oberkreide abgelagert. Im Untercampan kam es zur Ausbildung einer tektonischen Akkretion N' des Faziesraumes der Zumaya-Synkline, in den die postulierte Hochscholle miteinbezogen wurde. Der Faziesraum der Zumaya-Synkline selber wurde verkippt. Im Bereich der tektonischen Akkretion muß die einsetzende Erosion bis auf das Basement hinuntergrgriffen haben. Im Aufschlußbereich der Zumaya-Synkline wurde bis auf das Oberturon/Unterconiac erodiert. Dies ergibt sich auch aus den Beobachtungen von CAMPOS et al. (1979), die unter der Erosionsfläche eine geringere Schichtlücke bzw. eine höher hinaufreichende Oberkreidesukzession nach S auf das Cinco-Villas-Massiv zu feststellten.

Im Verlauf des Campan wurde der Faziesraum der Zumaya-Synkline in das S' der tektonischen Akkretion entstehende Fore-arc-Becken miteinbezogen, während im Bereich der tektonischen Akkretion die Erosion weiterging. Das Material wurde in das sich rasch eintiefende Fore-arc-Becken geschüttet.

In Relation zum Biskaya-Hoch (Bohrung Vizcaya B-1) und dem Deva-Becken (Offshore-Bohrung "North Vizcaya Anticline", SOLER et al. 1981) ist der Faziesraum der möglicherweise tiefste und am weitesten N' gelegene Faziesraum. Der Faziesraum der Zumaya-Synkline stand mit der Deva-Synkline möglicherweise in direkter Verbindung, wie die ähnliche Sedi-

mentabfolge (pelagische Kalke und Vulkanite im Turon/Coniac) zeigt. Es muß sich jedoch um einen weiter N' gelegenen Bereich handeln, da die Zumaya-Synkline bereits von der ersten, schwächeren Subduktionsphase im Campan beeinflußt wurde, die wiederum das Deva-Becken nicht betraf. Dies zeigen die Subsidenz- und Sedimentationssummenkurven (Abb. 66) recht deutlich. Die Subsidenz des Fore-arc-Beckens kann nur durch eine tektonisch bedingte Absenkung erklärt werden. Sie kann auf keinen Fall nur durch Subsidenz durch Auflast und Aufsedimentierung bewirkt werden. Die Subsidenzkurven in Abb. 66 sind natürlich mit großen Unsicherheiten belastet, da die Bathymetriewerte nur sehr ungenau bestimmt werden können, jedoch dürfte die Grundtendenz richtig sein. Die S' Flanke der Zumaya-Synkline ist vom Cinco Villas-Massiv überfahren, allerdings kann von kleineren Beträgen ausgegangen werden, wie sie Le POCHAT (1982) für das weiter E' gelegene Labourd-Massiv feststellte (vgl. auch CAMPOS 1979 und CAMPOS et al. 1979).

Abb. 66: Sedimentationssummenkurven (1) und ungefähre Subsidenzkurven (2) des Zumaya-Profils, der Bohrung Viscaya B-1 und der Bohrung "Deva-Becken" (SOLER et al. 1981). Die Sedimentationssummenkurven zeigen recht gut, daß das Zumaya-Becken von der 1. und der 2. Subduktionsphase beeinflußt wurde, während das "Biskaya-Hoch" lediglich von der 2. Subduktionsphase erfaßt wurde. Das gilt vermutlich auch für das Deva-Becken, obwohl der definitive Nachweis fehlt.


4,0 4,5 5,0 5,5 6,0 6,5 7,0 7,5 8,0 8,5 9,0 9,5 10,0 10,5 11,0 mio. J
1000
2000
3000
4000
5000
6000
m
Zumaya-Profil
1
2
2. Subduk-
tionsphase
1 Subduk-
tionsphase
?
Bohrung
Viscaya B-1
Bohrung
Deva-Becken
publiziert von
SOLER et al.(1981)
?

29. ZUSAMMENFASSUNG

Die Iberische Platte bildete noch in der untersten Kreide zusammen mit der Nordamerikanischen und Europäischen Platte einen zusammenhängenden Kontinent, der allerdings bereits durch Grabensysteme, die zum größten Teil bereits an der Stelle der späteren Spreading-Systeme lagen, gegliedert wurde. Die Grabensysteme bzw. die späteren Spreading-Systeme bildeten einen Tripelpunkt. Das Spreading begann im S' Spreading-Ast, zwischen der Westküste der Iberischen Halbinsel und Neufundland, etwa im Unterapt, setzte sich im Apt/Alb-Grenzbereich in die Biskaya fort und erreichte im Oberalb den N' Spreading-Ast. Auch innerhalb der drei Spreading-Äste sind jeweils unterschiedlicher Spreading-Beginn und unterschiedliche Spreading-Geschwindigkeiten zu beobachten. Für die Rekonstruktion von verschiedenen Paläopositionen wurde der Magnetanomalien-Fit benutzt. Dabei ist zu beachten, daß der durch Subduktionsprozesse deformierte N' Kontinentalrand von Spanien entzerrt und in der S' Hälfte des asymmetrischen Biskaya-Ozenas ca. 130 km ozeanische Kruste ergänzt werden muß. Der mittelozeanische Rücken im Biskaya-Ozean, der sich in die Pyrenäen verlängerte, ist durch mehrere Transformstörungen versetzt, die sich durch unterschiedliche Spreading-Geschwindigkeiten als Transcurrentstörungen in die Iberische Platte hinein fortsetzten und zur Bildung von Sedimentationsbecken (z.B. Asturisches Becken, Basko-kantabrisches Becken) geführt haben. Im Campan setzten erste Subduktionsprozesse ein, die zur Ausbildung von tektonischen Akkretionen im gesamten Biskaya-Pyrenäen-System führten. Von diesen tektonischen Akkretionen wurden große Mengen an Turbiditen in dahinter entstehende Fore-arc-Becken geschüttet. Im Maastricht und Paläozän stagnierten diese Prozesse, um im Eozän wieder verstärkt einzusetzen. Die Subduktionsprozesse andeten im Mitteleozän in einer Kontinent-/Kontinent-Kollision im Pyrenäen-Bereich, die nach W allmählich ausklingt und in einen fossilen Tief-

seegraben vor der nordspanischen Küste übergeht. Das Biskaya-Pyrenäen-System wurde im Miozän noch einmal von transpressiven, rechtslateralen Bewegungen erfaßt.

Das Basko-kantabrische Becken in Nordspanien ist ein Sedimentationsbecken, dessen kretazisch-alttertiäre Sedimentations-, Subsidenz- und tektonische Geschichte im S fast ausschließlich, im N' Teil teilweise von drei großen linkslateralen Störungen kontrolliert wird, die z.T. von Transformstörungen des Biskaya-Ozeans ausgehen. Durch die rotierende Bewegung der Iberischen Platte ist auch die Voraussetzung zum linksseitigen "Springen" oder "Verbiegen" der Störungen gegeben. Dies führt zur Distension in den "verbogenen" oder "versetzten" Bereichen der Störungen. Im Bereich des Basko-kantabrischen Beckens entstand dadurch im N' Teil ein nahezu allseitig von relativen Hochgebieten begrenztes Pull-apart-Becken. Es entstand ein bathymetrisch sehr tiefes Sedimentationsbecken mit sehr hohen Mächtigkeiten, wobei die Dehnung soweit ging, daß alkaline Magmen aufdrangen. Der Strike-slip-Zyklus, der hier im Apt etwa begann und im Campan endete, ist allerdings durch die Subduktionsprozesse N' des Beckens stark überprägt.

Im S' Teil des Basko-kantabrischen Beckens entstand ein Oblique-slip fault-Becken, das als gutes Beispiel eines Strike-slip fault-Beckens betrachtet werden kann. Der Strike-slip-Zyklus begann hier etwa im Alb und endete im Campan. Während auf der S' Hochscholle (Ebro-Block) von Alb bis Campan lediglich 600-800 m Sedimente abgelagert wurden, akkumulierten sich im unmittelbar N' anschließenden Becken bis über 6000 m gleichaltrige Sedimente. Die Mächtigkeit nimmt allerdings nach N auf die "andere" Hochscholle (Aitzgorri-Block) hin stark ab. Die Bathymetrie erreichte zwischen Cenoman und Santon jedoch im Gegensatz zur Mächtigkeitsverteilung im N' Teil des Oblique-slip-fault-Beckens unmittelbar vor dem sich meist im Auftauchbereich befindlichen Aitzgorri-Block seine höchsten Werte.

Das Becken zeigte im Alb zunächst noch geringe Subsidenzraten, die jedoch im Oberalb/Untercenoman sehr rasch zunahmen. Bis zum Untercenoman konnte die Sedimentation die Subsidenz ausgleichen, was zu sehr hohen Sedimentationsraten führte. Eine ganze Reihe von Triassalz-Diapiren drangen auf und brachen zum erstenmal durch. Im Oberzenoman läßt die Sedimentation nach und das Becken wurde pelagisiert. Im Unter-/Mittelturon wurde vermutlich die größte Bathymetrie (zwischen 500 und 1000 m je nach Beckenteil) erreicht. Das Auffüllen des Beckens, die Regression, erfolgte vor allem im Coniac mit der Sedimentation von großen Mengen an Kalkturbiditen, die im N' Teil des Oblique-slip fault-Beckens von der N' Hochscholle (Aitzgorri-Block) geschüttet wurden. Bereits im Obersanton waren im größten Teil des Beckens relativ flachmarine Bereiche (flacher als 200 m) entstanden. Die Subsidenzraten lassen im Campan stark nach, und es kommt im Obercampan zum Progradieren eines Delta-Systems. Dieser regressive Kulminationspunkt fällt zusammen mit ersten transpressiven Ereignissen, die mit den ersten Subduktionsvorgängen vor der nordspanischen Küste zusammenhängen. Auch ein zweites verstärktes Aufdringen und Durchbrechen der Diapire kann darauf zurückgeführt werden. Zwischen dem Maastricht und dem Eozän, wo das Becken erstmals gefaltet und herausgehoben wurde, erreichen die Subsidenz- und Sedimentationsraten "epikontinentale" Werte.

Während die Cenoman-Transgression und die Campan-Regression auf beckeninterne Prozesse, die von weltweiten Meeresspiegelschwankungen überlagert sind, zurückgeführt werden, müssen die kleineren Trans- und Regressionen zwischen Maastricht und Eozän wohl überwiegend den weltweiten Meeresspiegelschwankungen zugerechnet werden. Im Miozän wurde das Oblique-slip fault-Becken von einer südvergent wirkenden, rechtslateralen und transpressiven Tektonik erfaßt und endgültig gefaltet. Diese zweite Faltung bedingte vor allem die Morphologie der heutigen Landschaft.

30. LITERATURVERZEICHNIS

AGUILAR THOMAS, M.J. (1971): Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica. - Estud. geol. 27: 325-334; Madrid

ALBAREDE, F. & MICHARD-VITRAC, A. (1978): Datation du métamorphisme des Pyrénées par les méthodes ^{39}Ar-^{40}Ar et ^{87}Rb-^{87}Sr. Ses relations avec les péridotites associées. - Bull. Soc. géol. Fr. (7), 20: 681-687; Paris.

ALLEN, G.P.; LAURIER, D. & THOUVENIN, J. (1979): Etude sédimentologique du delta de la Mahakam. - Not. Mém. 15: 5-156; Paris.

ALVAREZ, W.; ARTHUR, M.A.; FISCHER, A.G.; LOWRIE, W.; NAPOLEONE, G.; PREMOLI-SILVA, I. & ROGGENTHEN, W.M. (1977): Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. V. Type section for the Late Cretaceous-Paleocene geomagnetic reversal time scale. - Geol. Soc. Am. Bull. 88: 383-389; Boulder, Col.

AMIOT, M. (1982); El Cretácico Superior de la Región Navarro-Cántabra. - In: El Cretácico de Espana, 88-111; Madrid (Univ. Complutense).

AMIOT, M. (1983a): Evolution et réaménagement du domaine navarro-cantabre au Sénonien inférieur. - Mém. géol. Univ. Dijon 9: 131-133; Dijon.

AMIOT, M.(1983b): La mégaséquence régressive du Sénonien. Effacement graduel du domaine navarro-cantabre. - Mém. géol. Univ. Dijon 9: 134-163; Dijon.

AMIOT, M. (1983c): Structuration du domaine navarro-cantabre et déplacement des zones de subsidence au Turonien et Sénonien. - Mém. géol. Univ. Dijon 9: 136-140; Dijon.

AMIOT, M. & FEUILLEE, P. (1983): L'individualisation du domaine Navarro-Cantabre - La mégaséquence cénomano-turonienne, traduction de la transgression cénomanienne (Cénomanien moyen à supérieur - Turonien inférieur). - Mém. géol. Univ. Dijon 9: 122-124; Dijon.

ARTHAUD, F.; OGIER, M. & SEGURET, M. (1981): Géologie et géophysique du golfe du Lion et sa bordure nord. - Bull. BRGM (2), Sect. I, 1980/81: 175-193; Orleans.

AVEDIK, F.; CAMUS, A.L.; GINSBURG, A.; MONTADERT, L.; ROBERTS, D.G. & WHITMARSH, R.B. (1982): A seismic refraction and reflexion study of the continent-ocean transition beneath the north Biscay margin. - Phil. Trans. Roy. Soc. London (A), 305: 5-25; London.

AYDIN, A. & NUR, A. (1982): Evolution of pull-apart basins and their scale independence. - Tectonics, 1: 91-105; Washington, D.C.

AZAMBRE, B. & ROSSY, M. (1976): Le magmatisme alcalin d'age crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc basque; ses relations avec le metamorphisme et la tectonique. - Bull. Soc. géol. Fr. (7), 18: 1725-1728; Paris.

BACON, M.; GRAY, F. & MATTHEWS, D.H. (1969): Crustal structure studies in the Bay of Biscay. - Earth Planet. Sci. Lett. 6: 377-385; Amsterdam.

BADILLO, J.M.; GARCIA-MONDEJAR, J. & PUJALTE, V. (1983): Analisis del "Flysch negro" (Albiense sup. - Cenomaniense inf.) en la Bahia de Arminza, Vizcaya. - Com. Cong. Nac. Sed. 10: 4.6 - 4.9; Menorca.

BALLANCE, P.F. (1980): Models of sediment distribution in none-marine and shallow marine environments in oblique-slip fault zones. - Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 4: 229-236; Oxford.

BARD, J.P.; BURG, J.P.; MATTE, P. & RIBEIRO, A. (1980): La chaine hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectoniques des plaques. - BRGM Mém., 108: 233-246; Orleans.

BIJU-DUVAL, B.; DERCOURT, J. & LePICHON, X. (1977): From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western alpine system. - In: Structural history of the Mediterranean basins, 143-164; Paris (Technip).

BLANK, R. (1983). Faziesentwicklung der Mittelkreide am Westrand des Diapirs von Villasana de Mena (Prov. Burgos, Nordspanien). - Unpubl. Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 115 S; Tübingen.

BLANK, R. & WIEDMANN, J. (1983): Faziesentwicklung der Mittelkreide am Westrand des Diapirs von Villasana de Mena (Prov. Burgos, Nordspanien). - Z. dt. geol. Ges. (in Druck).

BOCCALETTI, M.; HORVATH, F.; LODDO, M.; MONGELLI, F. & STEGNA, L. (1976): The Tyrrhenian and Pannonian Basins: A comparison of two Mediterranean interarc basins. - Tectonophysics, 35: 45-69; Amsterdam.

BOESS, J. (1983): Der Diapir von Gernika (Nordspanien). - Diss. Univ. Freiburg, 99 S.; Freiburg/Br.

BOILLOT, G. (1981): De la subduction à la collision: l'exemple des Pyrénées. - Bull. BRGM (2), I, 1980/81: 93-101; Orleans

BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P.A. & MALOD, J. (1979): Subduction and tectonics on the continental margin off Northern Spain. - Mar. Geol. 32, 53-70; Amsterdam.

BOILLOT, G.; GRIMAUD, S.; MAUFFRET, A.; MOUGENOT, D.; KORNPROBST, J.; MERGOIL-DANIEL, J. & TORRENT, G. (1980): Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. - Earth Planet. Sci. Lett. 48: 23-34; Amsterdam.

BRGM (1976): Carte géologique de la marge continentale francaise, 2ème partie, Le plateau continental du Golfe du Gascogne, 1 : 1 000 000. - Orléans.

BRINKMANN, R. & LÖGTERS, H. (1967): Die Diapire der spanischen Westpyrenäen und ihres Vorlandes. - Beih. geol. Jb. 66: 1-20; Hannover.

BRINKMANN, R. & LÖGTERS, H. (1968): Diapirs in Western Pyrenees and Foreland, Spain. - AAPG Mem. 8: 275-292; Tulsa, Oklah.

BUTT, A. (1981): Depositional environments of the Upper Cretaceous rocks in the northern part of the Eastern Alps. - Cushman Foundation Foram. Res., Spec. Publ., 20: 5-121; Reston, Virg.

CAMPOS, J. (1979): Estudio geológico del Pirineo vasco al Oeste del Rio Bidasoa. - Munibe 31: 3-139; San Sebastián.

CAMPOS, J.; LAMOLDA, M.A. & MATHEY, B. (1979): Los terminos basales del Cretacico Superior del domo de Fagollaga (Hernani, Guipúzcoa). - Cuad. Geol. Ibér. 5: 327-337; Madrid.

CAREY, S.W. (1958): The tectonic approach to continental drift. - In: Symposium of Continental Drift, 177-355; Hobart (Univ. Tasmania).

CARRERAS SUAREZ, F. & RAMIREZ DEL POZO, J. (1978): Memoria del mapa geologico de Espana, 1:50000, Eulate, Hoja No. 139, 36 S. - Madrid.

CHABRIER, G. & MASCLE, G. (1975): Comparaison des évolutions géologiques de la Provence et la Sardaigne (A partir d'exemples de la région toulonaise et de la Nurra Sarde). - Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2), 17: 121-136; Paris.

CHOUKROUNE, P. (1976): Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. - Mém. Soc. géol. Fr., N.S. 127: 1-111; Paris.

CHOUKROUNE, P.; LePICHON, X.; SEGURET, M. & SIBUET, J.-C. (1973): Bay of Biscay and Pyrenees. - Earth Planet. Sci. Lett. 18: 109-118; Amsterdam.

CHOUKROUNE, P. & MATTAUER, M. (1978): Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. - Bull. Soc. géol. Fr. (7), 20: 689-700; Paris.

CIRY, R. & MENDIZABAL, J. (1949): Contribution à l'étude du Cénomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et Navarra. - Ann. Hebert et Haug (Livre Jub. "Charles Jakob") 7: 61-79; Paris.

CIRY, R. & RAT, P. (1950): Sur la présence d'une microfaune Maestrichtienne près de Vitoriano (Alava). - Munibe, 2: 66-79; San Sebastián.

CIRY, R.; RAT, P.; MANGIN, J.-P.; FEUILLEE, P.; AMIOT, M.; COLCHEN, M. & DELANCE, J.-H. (1967): Réunion extraordinaire de la Société géologique de France. Des Pyrénées aux Asturies. - C.R. Soc. Géol. Fr., 1967: 389-444; Paris.

CRIMES, T.P. (1973): From limestones to distal turbidites: a facies and trace fossil analysis in the Zumaya flysch (Paleocene - Eocene), North Spain. - Sedimentology, 20: 105-131; Oxford.

CRIMES, T.P. (1976): Sand fans, turbidites, slumps and the origin of the Bay of Biscay: a facies analysis of the Guipuzcoan flysch. - Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., 19: 1-15; Amsterdam.

CROWELL, J.C. (1974): Origin of Late Cenozoic basins in Southern California. - SEPM Spec. Publ., 22: 190-204; Tulsa, Oklah.

CUEVAS, J.; GARROTE, A. & TUBIA, J.M. (1981): Análisis y significado de diferentes tipos de estructuras en el magmatismo del Cretácico Superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica (1.ª parte). - Munibe, 33: 1-20; San Sebastián.

CURNELLE, R.; DUBOIS, P. & SEGUIN, J.C.(1982): The Mesozoic-Tertiary evolution of the Aquitaine Basin. - Phil. Trans. Roy. Soc. London (A), 305: 63-84; London.

DAIGNIERÈS, M. (1978): Géophysique et faille nord-pyrénéenne. - Bull. Soc. géol. Fr. (7), 20: 677-680; Paris.

DAIGNIERÈS, M.; GALLART, J. & HIRN, A.(1981): Etude sismique des Pyrénées. Apport à la géodynamique. - Bull. B.R.G.M., 2. Sér., Sect. I, 1980/81: 83-92; Orléans.

DAIGNIERÈS, M.; GALLART, J.; BANDA, E. & HIRN, A.(1982): Implications of the seismic structure for the orogenetic evolution of the Pyrenean Range. - Earth Planet. Sci. Lett. 57: 88-100; Amsterdam.

DEBROAS, E.-J. (1978): Evolution de la fosse du flysch ardoisier de l'Albien supérieur au Sénonien inférieur (zone interne métamorphique des Pyrénées navarro-languedociennes). - Bull. Soc. géol. Fr. (7), 20: 639-648; Paris.

DEREGNAUCOURT, D. & BOILLOT, G.(1982): Structure géologique du Golfe de Gascogne. - Bull. BRGM (2), I, 1982: 149-178; Orleans.

DEWEY, J.F.; PITMAN, W.C.; RYAN, W.B.F. & BONNIN, J.(1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. - Geol. Soc. Am. Bull., 84: 3137-3180; Boulder, Col.

DUBOIS, P. & SEGUIN, J.-C.(1978): Les flyschs crétacé et éocène de la zone commingeoise et leur environment. - Bull. Soc. géol. Fr. (7), 20: 657-671; Paris.

EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E. (1972): Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones. - Geol. Rdsch., 61: 672-886; Stuttgart.

EMPRESA NACIONAL DE PETROLEOS DE NAVARRA S.A. (1964): Estudio geológico de la región de Deva. - Not. Comun. Inst. Geol. Min. España 76: 237-244; Madrid.

ENGESER, T.; REITNER, J.; SCHWENTKE, W. & WIEDMANN, J. (1983): Zur kretazisch-alttertiären Tektogenese des Basko-kantabrischen Beckens in Nordspanien. - Z. dt. geol. Ges. (in Druck)

ESNAOLA GOMEZ, J.M. & MARTIN GARCIA, L. (1975): Memoria del mapa geológico de España, 1:50000, Vergara, Hoja No. 88, 20 S. - Madrid.

ESPEJO MOLINA, J.A.(1973): Memoria del mapa geológico de España, 1:50000, Durango, Hoja No. 62, 32 S. - Madrid.

FERAUD, G.; BONNIN, J.; OLIVET, J.-L.; AUZENDE, J.-M. & BOUGAULT, H. (1977): Sur quelques datations du volcanisme alcalin de la ligne Açores-Gibraltar et leur contexte géodynamique. - C.R. Acad. Sci. (D), 285: 1203-1206; Paris.

FERNANDEZ-MENDIOLA, P.A. & GARCIA-MONDEJAR, J. &1983): Construcciones carbonatadas urgonianas sobre un alto paleogeográfico con actividad diapirica (Duranguesado, Vizcaya). - Com. Congr. Nac. Sed. 10: 2.41 - 2.44; Menorca.

FERRAGNE, A. & VIGNEAUX, M. (1978): L'ouverture du golfe de Gascogne. Différentes conceptions et connaissances actuelles. - Bull. BRGM (2), IV, 1978: 95-142; Orleans.

FEUILLEE, P. (1967): Le Cénomanien des Pyrénées Basques aux Asturiens. Essai d'analyse stratigraphique. - Mém. Soc. géol. Fr., N.S. 46: 1-343; Paris.

FEUILLEE, P. (1983): Le Cretacé supérieur de la zone des flyschs aux plates-formes - Le flysch noir. - Mém. géol. Univ. Dijon, 9: 79-82; Dijon.

FEUILLEE, P. & MATHEY, B. (1972): Le materiel des brèches du Crétacé supérieur basque (Pyrénées basques Occidentales). Intéret paléogéographiques. - C.R.Acad. Sci. Paris (II), 274: 2419-2422; Paris.

FEUILLEE, P. & MATHEY, B. (1976): The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the northern Basque Pyrenees; submarine outflow of diapiric mass - some comments. - Sed. Geol., 16: 85-87; Amsterdam.

FLAMAND, J.M. & CURNELLE, R.(1982): Reconaissance de L'allochtonie du massif cristallin du Labourd (Pyrenées Atlantiques). - Doc. BRGM 39: 289-293; Orléans.

FLOQUET, M. & RAT, P. (1975): Un exemple d'interpretation entre socle, paléogéographie et structure dans l'arc pyrénéen basque: La Sierra d'Aralar. - Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2), 17: 497-512; Paris.

FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. - Tectonophysics 60: 121-139; Amsterdam.

GALDEANO, A.; MENVIELLE, M.; MERINO DEL RIO, J.; ROSSIGNOL, J.-C. & TESSIER, C. (1980): Sur l'existence d'accidents transversaux à la chaine pyrénéenne: apports des sondages géomagentiques profonds dans le Pays Basque. - C.R. Acad. Sci. (B), 290: 227-230; Paris.

GARCIA-MONDEJAR, J. (1982): Aptiense y Albiense. - In: El Cretácico de España, 63-84; Madrid (Univ. Complutense).

GARCIA-MONDEJAR, J. & PUJALTE, V. (1982): Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general. - In: El Cretácico de España, 145-160; Madrid (Univ. Complutense).

GARCIA-MONDEJAR, J. & PUJALTE, V. (1983): Origen, karstificación y enterramiento de unos materiales carbonatadas albienses (Punta del Castillo, Gorliz, Vizcaya).- Com. Congr. Nac. Sed. 10: 3.9 - 3.12; Menorca.

GIESE, P. & REUTHER, K.-J.(1978): Crustal and Structural Features of the Margins of the Adria Microplate. - In: CLOSS, H.; ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (Hrsg.), Alps Apennines Hellenides, 565-588; Stuttgart (Schweizerbart).

GOMEZ DE LLARENA, J. (1946): Revisión de algunos datos paleontológicos del Flysch Cretáceo y Numulitico de Guipúzcoa. - Not. Comun. Inst. Geol. Min. España 15: 113-162; Madrid.

GOMEZ DE LLARENA, J. (1949): Datos paleoicnológicos. - Not. Comun. Inst. Geol. Min. España 19: 115-127; Madrid.

GOMEZ DE LLARENA, J. (1954): Observaciones geológicas en el Flysch Cretácico-Numulitico de Guipúzcoa I. - Mongr. Inst. Lucas Mallada, Investig. geol. 13: 1-98; Madrid.

GOMEZ DE LLARENA, J. (1956): Observaciones geológicas en el Flysch Cretácico-Numulitico de Guipúzcoa II. - Monogr. Inst. Lucas Mallada, Investig. geol. 15: 1-47; Madrid.

GOMEZ DE LLARENA, J. (1959): Datos paleontológicos del flysch litoral de Guipúzcoa: el Vraconiense de Septarias de Motrico. - Not. Comun. Inst. Geol. Min. España 50: 3-19; Madrid.

GRACIANSKY, P. de; POAG, W.; CUNNINGHAM, R.; LOUBERE, P.; MASSON, D.; MAZZULLO, J.; MONTADERT, L.; MÜLLER, C.; OTSUKA, K.; REYNOLDS, L.; SIGAL, J.; SNYDER, S.; TOWNSEND, H.; VAOS, S. & WAPLES, D. (1982): La croisiére 80 du vaisseau de recherches Glomar Challenger au pied de la marge celtique (Atlantique Nord). - C.R. Acad. Sci. (II), 294: 793-798; Paris.

GRIMAUD, S.; BOILLOT, G.; COLLETTE, B.J.; MAUFFRET, A.; MILES, P.R. & ROBERTS, D.B. (1982): Western extension of the Iberian-European plate boundary during the Early Cenozoic (Pyrenean) convergence: a new model. - Mar. Geol. 45: 63-77; Amsterdam.

GRIMM, W.D. (1962): Idiomorphe Quarze als Leitmineralien für salinare Fazies. - Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie 11: 880-887; Leinfelden.

HAMILTON, E.L.(1976): Variations of density and porosity with depth in Deep-Sea sediments. - J. Sed. Petr. 46: 280-300; Tulsa, Oklah.

HANISCH, J.(1974): Der Tiefsee-Diapir von Zarauz (N-Spanien) im Spiegel von Sedimentation und Tektonik des Kreide/Tertiär-Flysches. - Geol. Jb. (B), 11: 101-142; Hannover.

HANISCH, J. (1978): A "Sigsbee Knoll" in Early Tertiary Bay of Biscay and Associated Turbidity Currents. - AAPG Bull. 62: 2232-2242; Tulsa, Oklah.

HANISCH, J. & PFLUG, R. (1974): The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the northern Basque Pyrenees: submarine outflow of diapiric mass. - Sed. Geol. 12, 287-296; Amsterdam.

HART, M.B.(1976): The mid-Cretaceous succession of Orphan Knoll (Northwest Atlantic): micropaleontology and paleooceanographic implications. - Can. J. Earth Sci. 13: 1411-1421;

HERM, D. (1963): Mikropaläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Kreideflysch zwischen Deva und Zumaya (Prov. Guipúzcoa, Nord-Spanien). - Z. dt. geol. Ges. 115: 277-348; Hannover.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1950): Esquema geológico del Pais Vasco en los límites de Guipúzcoa con Navarra, seguido de un ensayo de síntesis de la obra de Pierre Lamare: "Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne". - Munibe 3: 121-131; San Sebastián.

KELTS, K. (1981): A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin. - Ecl. geol. Helv. 74: 317-338; Basel.

KIND, H.-D. (1967): Diapire und Alttertiär im südöstlichen Baskenland (Nordspanien). - Beih. geol. Jb. 66: 127-174; Hannover.

KOPP, K.-O. (1964): Über Facies und Tektonik der Kreide im Westen der Pyrenäen. - Geol. Rundsch. 53: 821-847; Stuttgart.

KRISTOFFERSEN, Y. (1978): Sea-floor spreading and the early opening of the North Atlantic. - Earth Planet. Sci. Lett. 38: 273-290; Amsterdam.

KRÜGER, S. (1977): Zur Taxonomie und Systematik isolierter Schwammskleren mit Beispielen aus der Unter-Kreide Ostniedersachsens. - Mitt. Geol. Inst. Techn. Univ. Hannover 14: 3-84; Hannover.

KRUIT, C.; BROUWER, J. & EALEY, P. (1972): A deep-water sand fan in the Eocoen Bay of Biscay. - Nature, Phys. Sci. 240: 59-61; London.

KRUIT, C.; BROUWER, J.; KNOX, G.; SCHÖLLNBERGER, W. & VLIET, A. Van (1975): Une excursion aux cônes d'alluvions en eau profonde d'age Tertiaire près de San Sebastián (Province de Guipúzcoa, España). - 9. Int. Congr. Sed. Nice, Guide Exc. Z-23: 1-75; Nizza.

KRUMSIEK, K. (1982): Cretaceous Magnetic Stratigraphy of Southwest Morocco. - In: RAD, U. von; HINZ, K.; SARNTHEIM, M. & SEIBOLD, E. (Hrsg.), Geology of the Northwest African Continental margin. 475-493; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

LAMARE, P. (1936): Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. - Mém. Soc. geol. France, N.S. 27: 1-465; Paris.

LAMOLDA, M. (1983): Le passage Crétacé - Tertiaire à Zumaya. - Mém. géol. Univ. Dijon 9: 107-111; Dijon.

LENGUIN, M. (1980): Littoral basque. - In: DELFAUD, J.; DEL VALLE, J. & Le POCHAT, G., Le bassin d'Aquitaine et sa marge pyrénéenne. - Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 3: 99-102; Pau.

LePICHON, X.; BONNIN, J.; FRANCHETEAU, J. & SIBUET, J.-C. (1971): Une hypothèse d' évolution tectonique du Golfe de Gascogne. - In: Histoire structurale du Golfe de Gascogne 2: VI.11-1 - VI.11-44; Paris (Technip).

LePICHON, X.; SIBUET, J.-C. & FRANCHETEAU, J.(1977): The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. - Tectonophysics 38: 169-209; Amsterdam.

LE POCHAT, G. (1982a): Prolongement vers L'ouest du front nordpyreneen. - Doc. BRGM 39: 283-284; Orléans.

LE POCHAT, G. (1982b): Reconnaissance des ecailles de cristallin et de paléozoique dans les massif paléozoiques basques. - Doc. BRGM 39: 285-288; Orléans.

LETOUZEY, J.; WANNESSON, J. & CHERCHI, A. (1982): Apport de la microtectonique au problème de la rotation du bloc corso-sarde. - C.R. Acad. Sci. (II), 294: 595-602; Paris.

LEWIS, D.W. (1976): Subaqueous debris flows of early Pleistocene age at Motugau, North Canterbury, New Zealand.- N.Z.J. Geol. Geophys. 19: 353-567; Wellington.

LOTZE, F. (1955): Salzdiapirismus im nördlichen Spanien. - Z. dt. geol. Ges. 105: 814-822; Hannover.

LOTZE, F. (1973): Geologische Karte des Pyrenäisch-Kantabrischen Grenzgebietes 1:200000. - Akad. Wiss. Lit., Abh. math.-naturwiss. Kl. 1973: 22 S., 1 Karte, Mainz.

LUTTRELL, P.E.(1977): Carbonate facies distribution and diagenesis associated with volcanic cones - Anacacho Limestone (Upper Cretaceous), Elaine Field, Dimmit County, Texas. - Bureau Econ. Geol., Rept. Investig. 89: 260-285; Austin, Texas.

MALOD, J.-A.; BOILLOT, G.; CAPDEVILA, R.; DUPEUBLE, P.-A.; LEPVRIER, C.; MASCLE, G.; MÜLLER, C. & TAUGOURDEAU-LANTZ, J. (1982): Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain: observations with the submersible Cyana. - Spec. Publ. Geol. Soc. London 10: 309-315; London.

MANGIN, P. (1959-60): Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'W de L'Aragon. - Pirineos 15/16: 1-631; Zaragossa.

MANGIN, P. & RAT, P. (1962): L'evolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne). - Livre Mém. "Paul Fallot" 1: 339-349; Paris (Soc. géol. France).

MANN, P.; HEMPTON, M.R.; BRADLEY, D.C. & BURKE, K. (1983): Development of pull-apart basins. - J. Geol. 91: 529-554; Chicago.

MARTIN ALAFONT, J.M.; RAMIREZ DEL POZO, J. & PORTERO, J.M. &1978): Memoria del Mapa geológico de España, 1:50000, La Puebla de Arganzón, Hoja No. 138, 44 S. - Madrid (IGME).

MARTIN FERNÁNDEZ, M. (1975): Memoria del mapa geologico de España, 1:50000, Eibar, Hoja No. 63, 17 S. - Madrid.

MATHEY, B. (1982): El Cretácico Superior del Arco Vasco. - In: El Cretácico de España, 111-136; Madrid (Univ. Complutense).

MATHEY, B. (1983a): Le système des flyschs calcaires. - Mém. géol. Univ. Dijon 9: 83-96; Dijon.

MATHEY, B. (1983b): Le systéme du flysch gréseux. - Mém. géol. Univ. Dijon 9: 97-107; Dijon.

MATHEY, B. (1983c): Evolution de la zone marine profonde au Crétacé supérieur a partir du Cénomanien moyen. - Mém. géol. Univ. Dijon 9: 111-116; Dijon.

MATTHEWS, D.H. & WILLIAMS, C.A. (1969): Linear magnetic anomalies in the Bay of Biscay: a qualitative interpretation. - Earth Planet. Sci. Lett. 4: 315-320; Amsterdam

McKENZIE, R.M. (1981): The Hibernian - a classical structure. - Oil Gas J. 79(38): 240-246;

MIALL, A.D. (1982): Analysis of fluvial depositional systems. - AAPG Educ. Course Note Ser. 20: 1-75: Tulsa, Oklah.

MIR, L.J. (1968): Nueva interpretación tectónica de la zona septentrional de la Provincia de Guipúzcoa. - Bol. Geol. Min. 79: 130-134; Madrid.

MIR, L.J.; ESNAOLA, J.M. & RUBIO, V. (1971): Estudio geológico de la provincia de Guipuzcoa. - Mem. Inst. Geol. Min. Espana 79: 1-130; Madrid.

MONTADERT, L. & WINNOCK, E.(1971): L'histoire structurale du Golfe de Gascogne. - In: Histoire Structurale du Golfe de Gascogne. - VI.16-1 - VI.16-18; Paris (Technip).

MONTADERT, L.; WINNOCK, E.; DELTEIL, J.R. & GRAU, G. (1974): Continental Margins of Galicia-Portugal and Bay of Biscay. - In: BURK, C.A. & DRAKE, D.L. (Hrsg.), The geology of continental margins, 323-342; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

MONTADERT, L.; ROBERTS, D.G.; CHARPAL, O. De & GUENNOC, P. (1979): Rifting and subsidence of the Northern continental margin of the Bay of Biscay. - In: MONTADERT, L. & ROBERTS, D.G. (Hrsg.), Init. Repts DSDP 48: 1025-1060; Washington, D.C.

MÜLLER, S. (1980): Special Problems. - In: TRÜMPY, R. (Hrsg.), Geology of Switzerland - A guide book, Part A, An Outline of the Geology of Switzerland, 93-97; Basel, New York (Schweizerische Geologische Kommission Wepf & Co. Publishers).

MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F.(1975): Turbidite facies and facies associations. - In: MUTTI, E.; PAREA, G.C.; RICCI LUCCHI, F.; SAGRI, M.; ZANZUCCHI, G.; GHIBAUDO, G. & IACCARINO, S. (Hrsg.), Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines, 9. Internat. Congr. Sed., Guide Exc. 11: 21-36; Nizza.

NARDIN, T.R.; HEIN, F.J.; GORSLINE, P.S. & EDWARDS, B.D. (1979): A Review of Mass Movement Processes, Sediment and Acoustic Characteristics, and Contrasts in Slope and Base-of-slope Systems Versus Canyon-Fan-Basin Floor Systems. - SEPM Spec. Publ. 27: 61-73; Tulsa, Oklah.

NAYLOR, D. & SHANNON, P.M. (1982): The geology of offshore Ireland and West Britain. 161 S., London (Graham & Trotman).

ODIN, G.S.(1982): The phanerozoic time scale revisited. - Episodes 1982(3): 3-9; Ottawa.

OLIVET, J.-L.; BONNIN, J.; BEUZART, P. & AUZENDE, J.-M. (1982): Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. - CNEXO, 4 Karten; Paris.

ORSINI, J.B.; COULON, C. & COCOZZA, T. (1980): Dérive cénozoique de la Corse et de la Sardaigne et ses marqueurs géologiques. - Geol. Mijnbouw 59: 385-396; Amsterdam.

PASCAL, A. (1976): Variations séquentielles rapides de sédimentation sur la bordure des plates-formes urgoniennes dans le Nord de l'Espagne. - Bull. Soc. géol. Fr. (7)18: 1005-1008; Paris.

PASCAL, A. (1983): L'Urgonien. Systèmes biosédimentaires et tectogenèse. - Mém. géol. Univ. Dijon 9: 45-72; Dijon.

PERRIER, R. & QUIBLIER, J. (1974): Thickness Changes in Sedimentary Layers During Compaction History; Methods for Quantitative Evaluation. - AAPG Bull. 58: 507-520; Tulsa, Oklah.

PETERSCHMITT, E. (1971): Les séismes du Golfe de Gascogne et ses abords. - In: Histoire structurale du Golfe de Gascogne 2: IV.11-1 - IV.11-13; Paris (Technip).

PEYBERNÈS, B. (1978): Dans les Pyrénées la paléogéographie antécénomanienne infirme la théorie d'un coulissement senestre de plusieurs centaines de kilomètres le long de la "faille nord-pyrénéenne" des auteurs. - Bull. Soc. géol. Fr. (7), 20: 701-709; Paris.

PFLUG, R. (1967): Der Diapir von Estella (Nordspanien). - Beih. geol. Jb. 66: 21-62; Hannover.

PIPER, D.J.W. (1978): Turbidite muds and silts on deepsea fans and abyssal plains. In: STANLEY, D.J. & KELLING, G.(Hrsg.), Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches, 163-176; Stroudsburg, Pennsylv. (Drowden; Hutchinson & Ross).

PITMAN, W.C. & TALWANI, M. (1972): Sea-floor spreading in the North Atlantic. - Geol. Soc. Am. Bull. 83, 619-646; Boulder, Col.

PLAZIAT, J.-C. (1970): Conséquences stratigraphiques de L'interstratification de Rognacien dans le Maestrichtien supérieur d'Alava (Espagne). - C.R. Acad. Sci. Paris (A), 270: 2768-2771; Paris.

PLAZIAT, J.-C. (1975): Signification paléogéographique des "Calcaires Conglomérés" de brèches et des niveaux à Rhodophycées dans le sédimentation carbonatée du bassin Basco-Béarnais à la base du Tertiaire (Espagne - France). - Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2), 17: 239-258; Paris.

PLAZIAT, J.-C. (1981): Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of Southwest Europe. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 36: 263-320; Amsterdam.

PLAZIAT, J.-C.; TOUMARKINE, M. & VILLATTE, J. (1975): L'age des calcaires pélagiques et néritiques de la base du Tertiaire (Danien, Paléocène), Bassin basco-cantabrique et béarnais (Espagne, France). Mise au point sur les faunes d'Echinides. - Ecl. Geol. Helv. 68: 613-647; Basel.

PORTERO GARCIA, J.M.; CARRERAS SUAREZ, F.; DEL OLMO ZAMORA, P. & RAMIREZ DEL POZO, J. (1978): Memoria del mapa geologico de España, 1:50000, Salvatierra, Hoja No. 113, 33 S.; Madrid.

PRICE, I. (1977): Deposition and derivation of clastic carbonates on a Mesozoic continental margin, Othris, Greece. - Sedimentology 24: 529-546; Oxford.

PUJALTE, V. (1981): Sedimentary succession and paleoenvironment within a fault-controlled basin: The "Wealden" of the Santander area, Northern Spain. - Sed. Geol. 28: 293-325; Amsterdam.

RAD, U. von & EINSELE, G. (1980). Mesozoic-Cainozoic subsidence history and palaeobathymetry of the northwest African continental margin (Aaiun Basin to D.S.D.P. Site 397). - Phil. Trans. R. Soc. London (A), 294: 37-50; London.

RADIG, F. (1973): Beiträge zur Kenntnis der höheren Oberkreide der Baskischen Depression (Nordspanien) und ihrer Echinozoen-Fauna. - Erlanger geol. Abh. 94: 1-68; Erlangen.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1971): Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de Espana. - Mém. Inst. Geol. Min. España 78: 1-357; Madrid.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1973): Sintesis geológica de la Provincia de Alava. - Vitoria (Gráficas Gasteiz).

RAMIREZ DEL POZO, J. & DEL OLMO ZAMORA, P. (1978): Memoria del Mapa geológico de España, 1:50000, Vitoria, Hoja No. 112, 34 S.; Madrid (IGME).

RAT, P. (1959): Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques (Espagne). - Publ. Univ. Dijon 18, 1-525; Dijon.

RAT, P. (1978): La France au Cenomanien: Schemas paléogéographiques. - Geol. Mediterr. 5: 79-86;

RAT, P. (1983a): Les regions Basco-Cantabrique et Nord-Iberiques - presentation, problèmes poses. - Müem. géol. Univ. Dijon 9: 1-19; Dijon.

RAT, P. (1983b): Les régions Basco-Cantabriques et Nord-Ibériques - présentation, problèmes poses. - Mém. géol. Univ. Dijon 9: 1-19; Dijon.

RAT, P.; AMIOT, M.; FEUILLÉE, P.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A. & SALOMON, J. (1982): Etapes et style de l'evolution de la marge cantabrique et de son arrière-pays (Espagne) au Crétacé. - C.R. Acad. Sci. (II), 295: 247-250; Paris.

READING, H.G.(1980): Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. - Spec. Publ. int. Ass. Sedim. 4: 7-26; Oxford.

REITNER, J. (1980): Fazies, Bau und Stratigraphie der Riffkalk-Zone (Mittel-Oberalb) im Raum Araya-Alsasua (Provinz Alava/Navarra, Nordspanien) und ein Vergleich mit dem Caniego-Riffklak (Oberalb) bei Villasana de Mena (Provinz Burgos, Nordspanien). - Unpubl. Dipl. Arb., Univ. Tübingen, 127 S.; Tübingen

REITNER, J. (1982): Die Entwicklung von Inselplattformen und Diapir-Atollen im Alb des Basko-Kantabrikums (Nordspanien). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 165: 87-101; Stuttgart.

REITNER, J. (1983): Karbonatplattform-Entwicklung und Palökologie an der Wende Unter-/Mittelkreide im Basko-kantabrischen Becken (Nordspanien). - Diss. Univ. Tübingen (in Vorber.).

REITNER, J. & WIEDMANN, J. (1982): Die Deltaphasen der Unterkreide am Basko-kantabrischen Kontinentalrand, Nordspanien. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 165: 60-76, Stuttgart.

RICATEAU, R. & VILLEMIN, J.(1973): Evolution au Crétacé Supérieur de la pente séparant le domaine de plateforme du sillon sous-pyrénéen en Aquitaine meridionale. - Bull. Soc. géol. Fr. (7), 15: 5-12; Paris.

RICHTER, D. (1965): Sedimentstrukturen, Ablagerungsart und Transportrichtungen im Flysch der baskischen Pyrenäen. - Geol. Mitt. 4: 153-210; Aachen.

RIES, A.C.(1978): The opening of the Bay of Biscay - A Review. - Earth Sci. Rev. 14: 35-63; Amsterdam.

RIOS, J.M. (1952): El diapiro de Murguía (Alava) y comentarios al "flysch de bolas" Cenomanense de la misma región. - Not. Comun. Inst. Geol. Min. España 28: 49-87; Madrid.

RIOS, J.M. (1964): Bosquejo geológico de parte del País Vasco-Cantabrico (de Laredo a Durango, Vitoria y la Barranca). - Pirineos 31: 7-32; Zaragossa.

ROBASZYNSKI, F. & CARON, M. (Coord.) (1979): Atlas de foraminifères planctonique de Crétacé moyen (Mer boréale et Téthys). - Cah. Micropaléont. 1979(1,2): 1-185, 1-181; Paris.

ROBERTS, D.G.; MONTADERT, L.; THOMPSON, R.W.; AUFFRET, G.A.; LUMSDEN, D.N.; KAGAMI, H.; TIMOFEEV, P.P.; MÜLLER, C.; BOCK, W.D.; DuPEUBLE, P.A.; SCHNITKER, D.; HAILWOOD, E.A.; HARRISON, W. & THOMPSON, T.L. (1980): Geological setting and principal results of drilling on the margins of the Bay of Biscay and Rockall plateau during Leg 48. - Phil. Trans. Roy. Soc. London (A), 294: 65-75; London.

ROBERTS, D.G. & MONTADERT, L. (1980): Contrasts in the structure of the passive margins of the Bay of Biscay and Rockall Plateau. - Phil. Trans. Roy. Soc. London (A), 294: 97-103; London.

RODRIGO, B.G. & ALVAREZ, J.M.F. (1973): Estudio geológico de la Provincia de Alava. - Mém. Inst. Geol. Min. España 83: 1-198; Madrid.

ROEDER, D. (1978): Three Central Mediterranean Orogens - A Geodynamic Synthesis. - In: CLOSS, H.; ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (Hrsg.), Alps Apennines Hellenides, 599-620; Stuttgart (Schweizerbart).

RUFFMAN, A. & VAN HINTE, J.E. (1973): Orphan Knoll - a "chip" off the North American "plate". - Geol. Surv. Canada, Pap. 71-23: 407-449; Ottawa.

RUIZ DE GAONA, M. (1948): Los Orbitoides de las Sierras de Urbasa y Andía. - Bol. Real. Soc. Exp. Hist. Nat. 44: 87-126; Madrid.

RUIZ-ORTIZ, P.A.(1983): A carbonate submarine fan in a fault-controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera, southern Spain. - Sedimentology 30: 33-48; Oxford.

SADLER, P. (1982): Bed-thickness and grain size of turbidites. - Sedimentology 29: 37-51; Oxford.

SALOMON, J. (1983): Le Crétacé Inferieur continental. - Mém. géol. Univ. Dijon 9: 25-44; Dijon.

SALOMON, J. & RAT, P. (1983): Relations entre les domaines cantabriques et nord-ouest ibérique. - Mém. géol. Univ. Dijon 9: 19-24; Dijon.

SCHOEFFLER, J. (1982): Les transversales Basco-Landaises. - Bull. Cent. Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine 6: 257-263; Pau.

SCHOLLE, P.A. (1971): Sedimentology of Fine-Grained Deep-Water Carbonate Turbidites, Monte Antola Flysch (Upper Cretaceous), Northern Apennines, Italy.-Geol. Soc. Amer., Bull. 82: 629-658; Boulder, Col.

SCHROEDER, R. (1980): Le calcaire de Caniego: témoin d'une montée du diapir de Valle de Mena (Prov. Burgos, Espagne) dans l'Albien superieur. - Cuad. Geol. Ibér. 5: 221-225; Madrid.

SCHWENTKE, W. (1983): Die fazielle Entwicklung im Estella-Becken während der Oberkreide (Prov. Alava, Navarra; Nordspanien). Unveröff. Diplomarbeit, 132 S.; Tübingen.

SEILACHER, A. (1977): Pattern analysis of Paleodyction and related trace fossils. - In: CRIMES, T.P. & HARPER, J.C. (Hrsg.), Trace Fossils 2, Geol. Jour., Spec. Issue 9: 289-334; Liverpool.

SIBUET, J.-C. (1973): South Armorican shear zone and continental fit before the opening of the Bay of Biscay. - Earth Planet. Sci. Lett. 18: 153-157; Amsterdam.

SIBUET, J.-C. & RYAN, W.B.F. (1979): Site 398: Evolution of the West Iberian passive continental margin in the framework of the early evolution of the North Atlantic Ocean. - In: SIBUET, J.-C. & RYAN, W.B.F.(Hrsg.), Init. Repts DSDP 47II, 761-775; Washington, D.C.

SIBUET, J.-C.; RYAN, W.B.F.; ARTHUR, M.; BARNES, R.; BLECH-SCHMIDT, G.; De CHARPAL, O.; De GRACIANSKY, P.C.; HABIB, D.; IACCARINO, S.; JOHNSON, D.; LOPATIN, B.G.; MALDONADO, A.; MONTADERT, L.; MOORE, D.G.; MORGAN, G.E.; MOUNTAIN, G.; REHAULT, J.P.; SIGAL, J. & WILLIAMS, C.A. (1980): Deep drilling results of Leg 47b (Galicia Bank area) in the framework of the early evolution of the North Atlantic Ocean. - Phil. Trans. Roy. Soc. London (A), 294: 51-61; London.

SOLER, R.; LOPEZ VILCHEZ, J. & RIAZA, C. (1981): Petroleum Geology of the Bay of Biscay. - In: ILLING, L.V. & HOBSON, G.D., Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe, 474-482; London (Institute of Petroleum).

SOUQUET, P. & MEDIAVILA, F. (1976): Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées. - C.R. Acad. Sci. Paris (D), 282: 2139-2142; Paris.

SOUQUET, P.; PEYBERNES, B.; BILOTTE, M. & DEBROAS, E.-J. (1977): La chaine Alpine des Pyrénées. - Geol. Alpine 53: 193-216; Grenoble.

STACKELBERG, U. von (1967): Der Diapir von Murguía (Nordspanien). - Beih. geol. Jb. 66: 63-94; Hannover.

STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). - Facies 4: 215-348; Erlangen.

SULLIVAN, K.D. (1983): The Newfoundland Basin: ocean-continent boundary and Mesozoic seafloor spreading history. - Earth Planet. Sci. Lett. 62: 321-339; Amsterdam.

TASSELL, J. van (1981): Silver abyssal plain carbonate turbidite flow characteristics. - J. Geol. 89: 317-333; Chicago.

VAIL, P.R. et al. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Mem. 26: 49-212; Tulsa, Oklah.

VANDENBERG, J. (1980): New paleomagnetic data from the Iberian Peninsula. - Geol. Mijnbouw 59: 49-60; Amsterdam.

VAN DER VOO, R. (1949): Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. - Tectonophysics 7: 5-56; Amsterdam.

VAN DER VOO, R. & BOESENKOOL, A. (1973): Permian paleomagnetic results from the Western Pyrenees, delineating the plate boundary between the Iberian Peninsula and stable Europe. - J. geophys. Res. 78: 5118-5127.

VILLALOBOS VILCHEZ, L. & RAMIREZ DEL POZO, J. (1974): Contribución al estudio del Cretácico superior de facies flysch de Navarra. - Pirineos 111: 5-20; Zaragossa.

VLIET, A. VAN (1978): Early Tertiary deepwater fans of Guipuzcoa, Northern Spain. In: STANLEY, D.J. & KELLING, G. (Hrsg.), Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches, 190-209; Stroudsberg, Pennsylv. (Drowden, Hutchinson & Ross).

VOORT, H.B. (1964): Zum Flyschproblem in den Westpyrenäen. - Geol. Rundsch. 53: 220-233; Stuttgart.

WESTPHAL, M.; ORSINI, J. & VELLUTINI, P. (1976): Le microcontinent corso-sarde, sa position initial: donnees paléomagnetiques et raccords géologiques. - Tectonophysics 30: 141-157; Amsterdam.

WIEDMANN, J. (1960): Le Crétacé suérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. - C.R. 84e Congrès Soc. Savantes Paris et Départm., Dijon 1959, Sect. Sciences, Sous-sec. Géol. 709-764; Paris.

WIEDMANN, J.(1962a): Ammoniten aus der Vascogotischen Kreide (Nordspanien). I. Phylloceratina, Lytoceratina. - Palaeontographica (A), 118: 119-237; Stuttgart.

WIEDMANN, J. (1962b): Contribution à la Palégéographie du Crétacé Vascogotique et Celtibérique septentrional (Espagne). - Livre Mém. "Paul Fallot" 1: 351-366; Paris (Soc. géol. France).

WIEDMANN, J. (1980): Itineraire géologique à travers le Crétacé moyen des chaines Vascogotiques et Celtibériques (Espagne du Nord). - Cuad. Geol. Ibérica 5: 127-214; Madrid.

WIEDMANN, J. (1982): Subsidenzgeschichte und Faunenverschiebungen an einem passiven Kontinentalrand: Das nordspanische Kreidebecken. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 164: 259-264; Stuttgart.

WIEDMANN, J.; REITNER, J.; ENGESER, T. & SCHWENTKE, W. (1983): Plattentektonik, Fazies- und Subsidenzgeschichte des basko-kantabrischen Kontinentalrandes während Kreide und Alttertiär. - Zitteliana 10: 207-244; München.

WILLIAMS, C.A. (1975): Sea-floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic. - Earth Planet. Sci. Lett.24: 440-456; Amsterdam.

WINNOCK, E. (1973): Exposé succinct de l'évolution paléogéologique de l'Aquitaine. - Bull. Soc. géol. Fr. (7), 15: 5-12; Paris.

Nachtrag

BURCHFIEL, B.C. & STEWART, J.H. (1966): "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California. - Geol. Soc. America, Bull., 77: 439-442, Boulder, Col.

FLOQUET, M. (1983): La plate-forme Nord-castillane et les facies proximaux. - Mém. géol. Univ. Dijon, 9: 141-168; Dijon.

SCHRÖDER, R. & WILLEMS, H. (1983): Über einen submarinen Durchbruch des Diapirs von Villasana de Mena (Prov. Burgos, N-Spanien) an der Wende Unter-/Oberkreide. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 166: 65-85; Stuttgart.

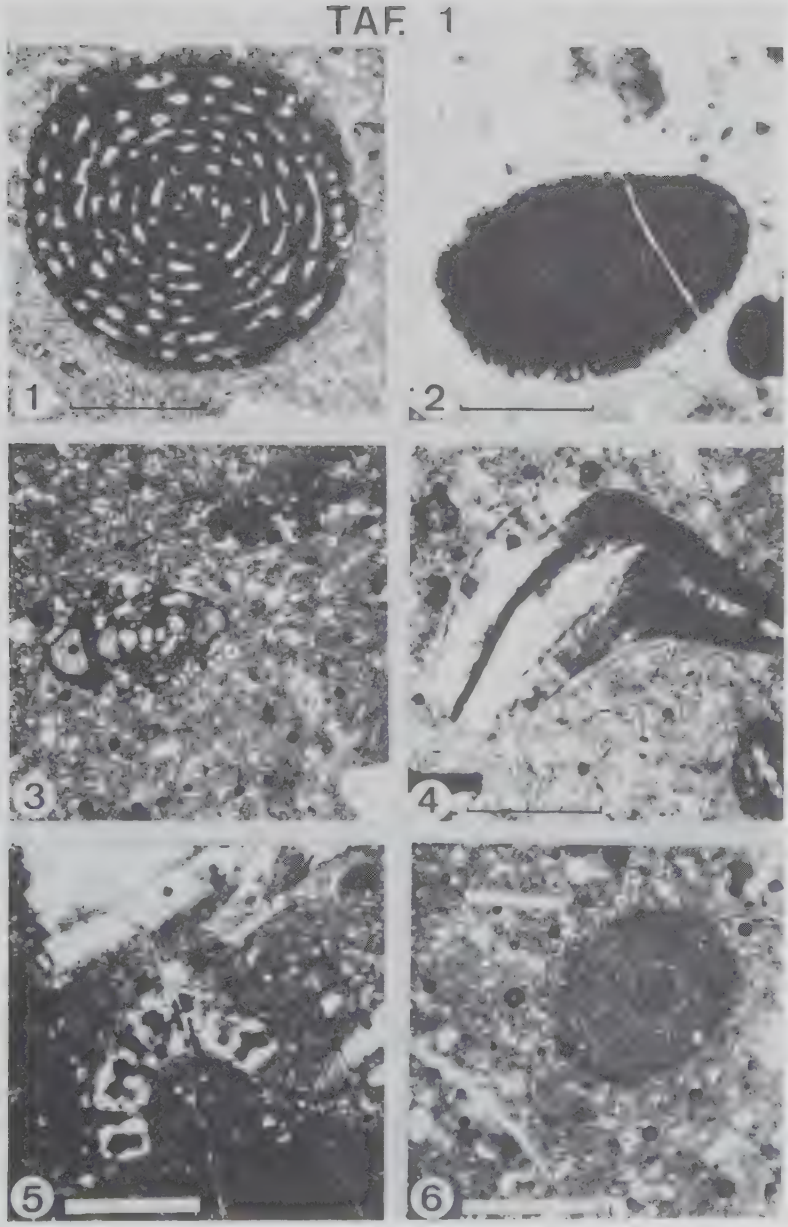
Tafel 1

Kalkrudite des Cenoman/Turon-Grenzbereiches von Jugo (Diapir von Murguía)

Fig. 1 "Praealveoline"
Fig. 2 "Praealveoline"
Fig. 3 Große agglutinierende Foraminifere
Fig. 4 ?Rudistenrest
Fig. 5 Dasycladacee
Fig. 6 Rotalge
Maßstab in allen Figuren = 1 mm

Das Material ist aufbewahrt unter GPIT1609 im Geol.-Pal. Institut der Universität Tübingen.

TAF. 1

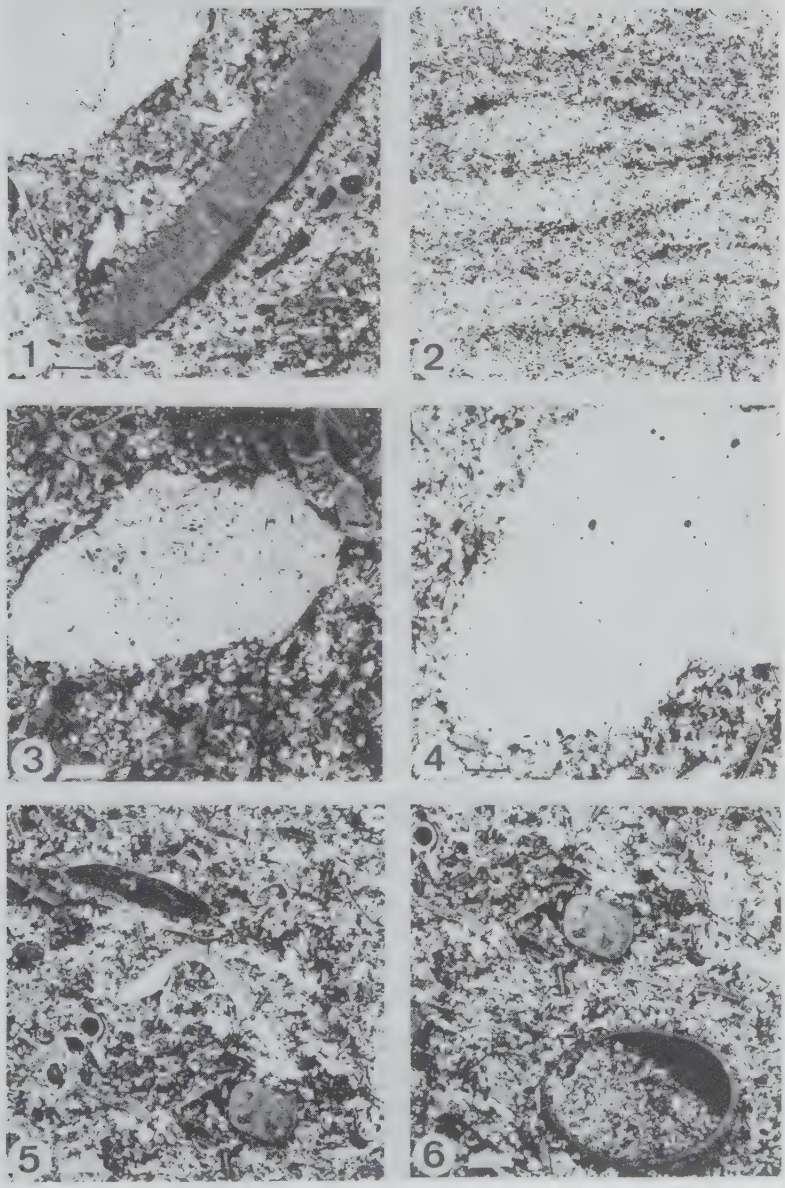


Tafel 2

Kalkrudite des Turon/Coniac-Grenzbereiches von Maturana/ Guevara.

Fig. 1 Rudstone mit großem Seeigelbruchstück und einer Spiculae-Wackestone-Komponente von Guevara.
Fig. 2 Grainstone mit Dish-Strukturen (keine Grabgänge!) von Maturana
Fig. 3 Rudstone mit einer Spiculae-Calcisphaeren-Wackestone-Komponente von Guevara
Fig. 4 Foraminiferen-Calcisphaeren-Wackestone-Komponente in einem Rudstone von Guevara
Fig. 5 Echinodermen-Austern-Bryozoen-Floatstone von Guevara.
Fig. 6 Rud-/Floatstone mit Seeigel-Wasserwaage von Guevara.

TAF 2



Tafel 3

Schwamm-Spiculae aus den Kalkruditen von Guevara.

Fig. 1 Sphaeraster
GPIT REM Nr. 05206 S

Fig. 2 Euaster
GPIT REM Nr. 05204 S

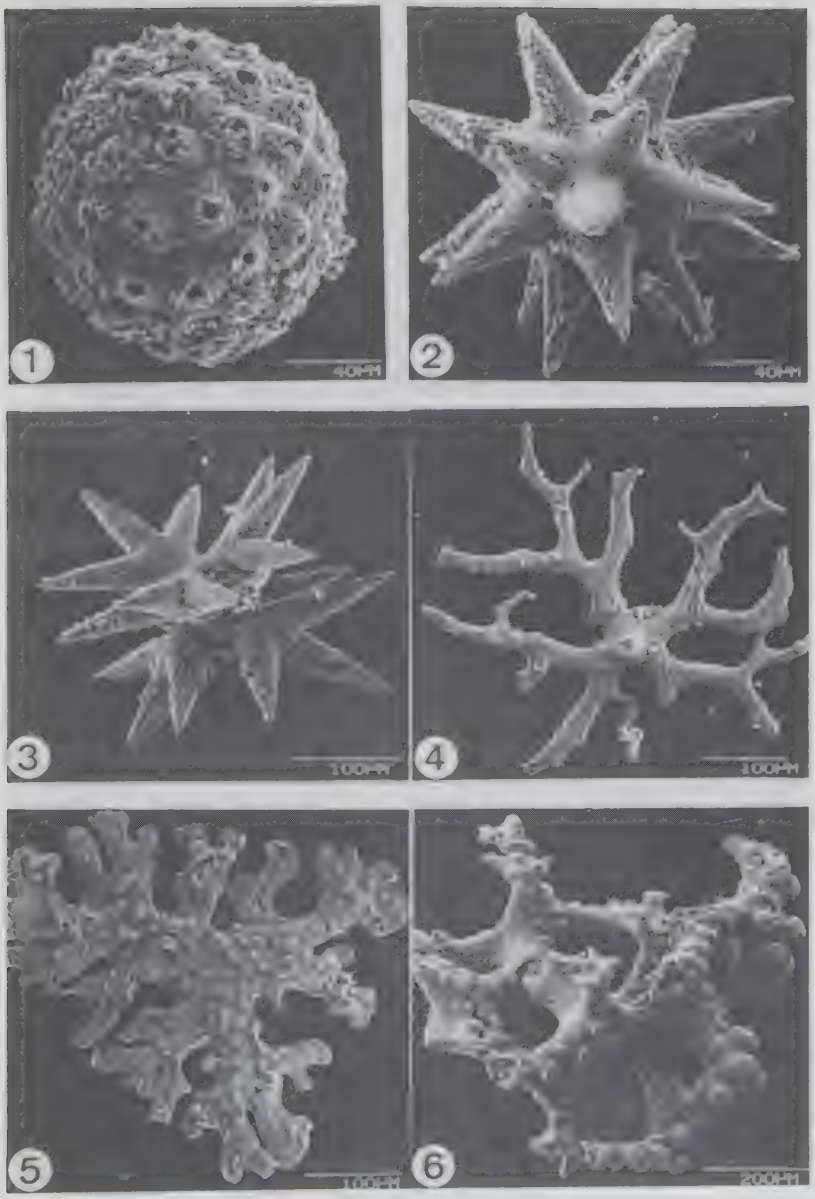
Fig. 3 Tri-Hexactin, U.O. Lyssakina, O. Hexactinellida
GPIT REM Nr. 05223 S

Fig. 4 Dicho-/Phyllotriaen, U.O. Tetracladina, O. Lithistida.
GPIT REM Nr. 05192 S

Fig. 5 Phyllotriaen, U.O. Tetracladina, O. Lithistida.
GPIT REM Nr. 05207 S

Fig. 6 Dicranoclon, U.O. Eutaxicladina, O. Lithistida
GPIT REM Nr. 05196 S

TAF. 3



Tafel 4

Säureleichen von Foraminiferen aus den Kalkruditen von Guevara.

Fig. 1 ?Whiteinella sp.
GPIT REM Nr. 04721 S

Fig. 2 "Globotruncana"
GPIT REM Nr. 04758 S

Fig. 3 "Globotruncana"
GPIT REM Nr. 04723

Fig. 4 Lenticulina sp.
GPIT REM Nr. 04722 S

Fig. 5 "Großforaminifere" gen. et sp. indet.
GPIT REM Nr. 84564
Innenausguß, Maßstab = 1 mm

Fig. 6 "Großforaminifere" gen. et sp. indet.
GPIT REM Nr. 84564
mit verkieselter Schale, Maßstab = 1 mm

TAF. 4

Tafel 5

Sedimentstrukturen in den Kalkturbiditen von Guevara/ Maturana.

Fig. 1 Slumpingstruktur in einer Kalkruditbank von Guevara. Das Bild ist ungefähr E (links)/W (rechts) orientiert. Bildhöhe ungefähr 50 cm.

Fig. 2 Channel in den Kalkruditen an der Straße von Maturana nach Ozaeta. Bildhöhe ca. 5 m.

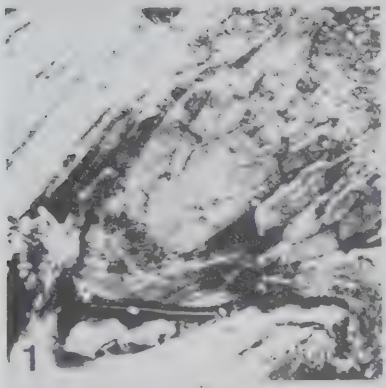
Fig. 3 Slumpingstrukturen in den Mergeln zwischen den Kalkturbiditen. Lokalität: an der Straße zwischen Maturana und Ozaeta. Bildhöhe ca. 30 cm.

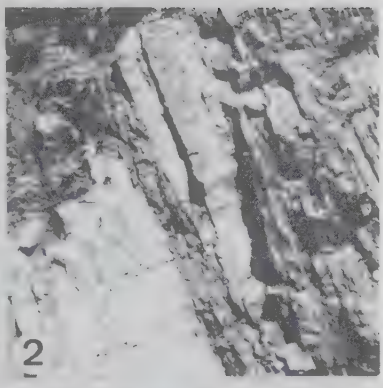
Fig. 4 Slumpingstrukturen in den Mergeln zwischen den Kalkturbiditen. Lokalität: Straße zwischen Maturana und Ozaeta. Bildhöhe ca. 35 cm.

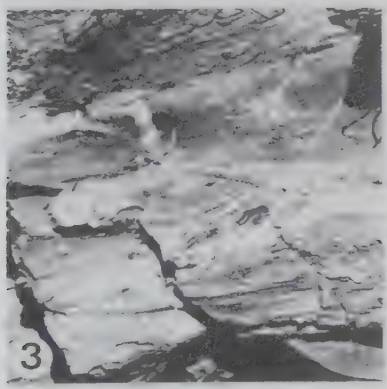
Fig. 5 Schrägschichtung in einer Kalkturbiditbank von Guevara. Bildhöhe ca. 10 cm.

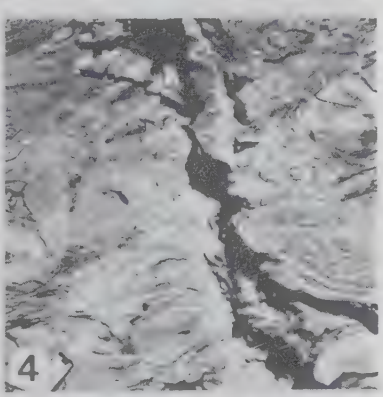
Fig. 6 Seeigelfluchtspur in einer Kalkturbiditbank von Guevara. Bildhöhe ca. 10 cm.

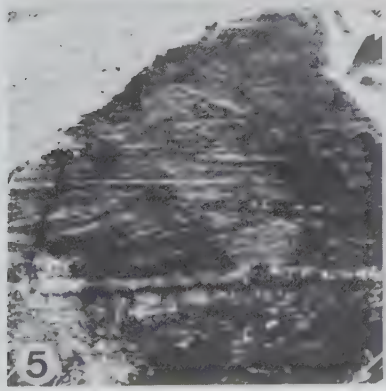
TAF. 5

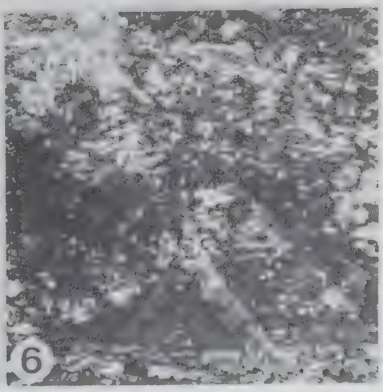

1


2


3


4


5


6

Tafel 6

Synsedimentäre Tektonik von Ullibarri Gamboa.

Fig. 1 Synsedimentäre Aufschiebung
Bildhöhe ca. 1,50 m.

Fig. 2 Synsedimentäre Aufschiebung
Bildhöhe etwas über 1 m.

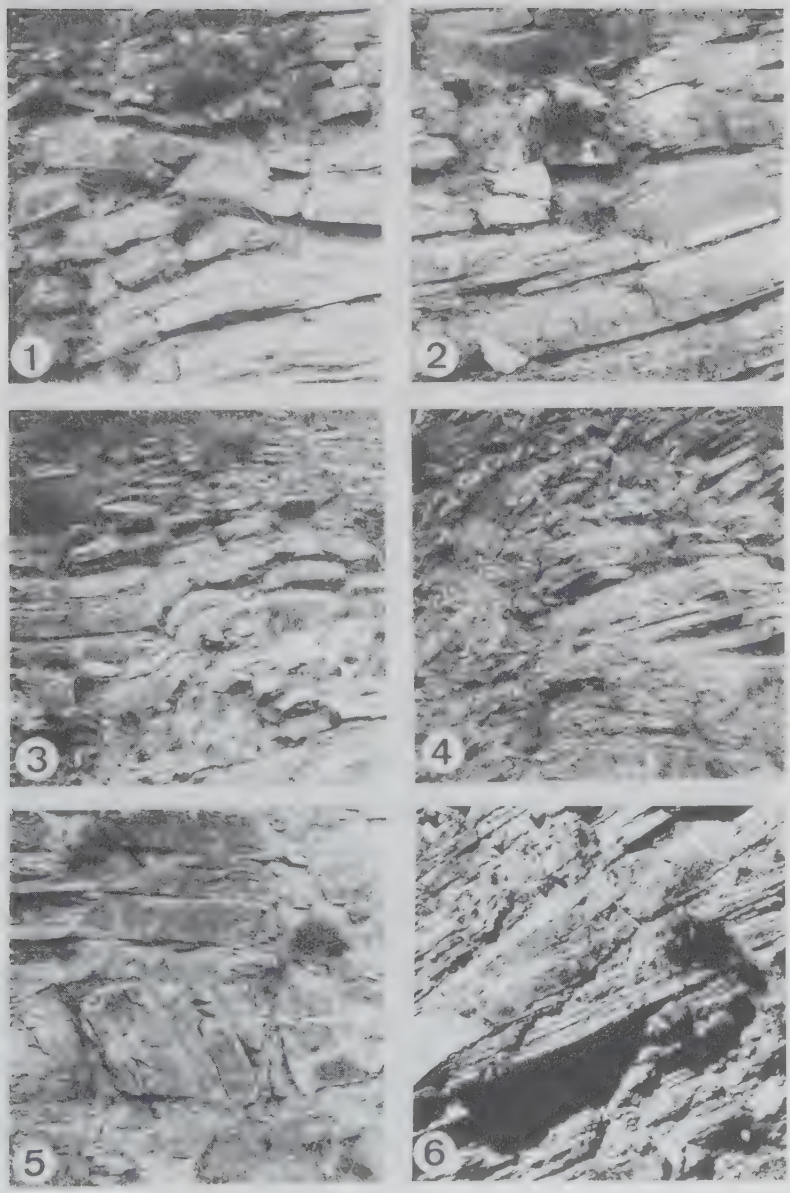
Fig. 3 Kleine synsedimentäre Abschiebung
Bildhöhe etwas über 1,50 m.

Fig. 4 Große synsedimentäre Abschiebung
Bildhöhe rd. 2 m.

Fig. 5 Rotierter Block an einer (vermuteten) Abschiebung
Bildhöhe rd. 1 m.

Fig. 6 Synsedimentäre Diskordanz
Bildhöhe etwas über 1 m.

TAF. 6

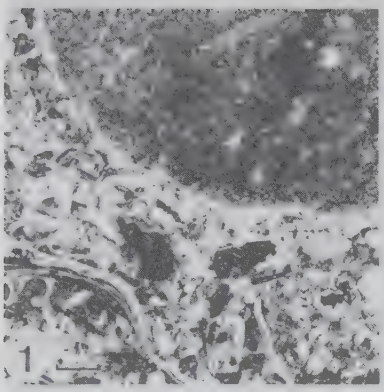


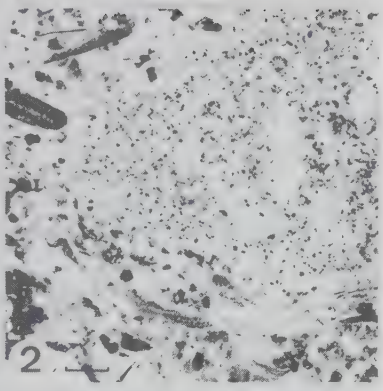
Tafel 7

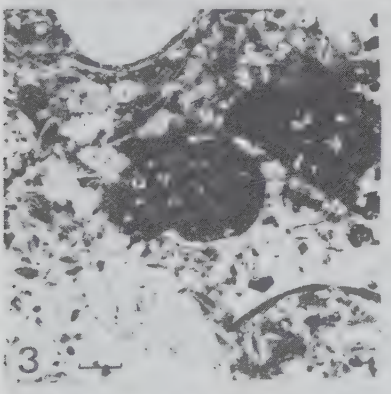
Kalkrudite von Olárizu, Gomecha, Estarrona und Martioda.

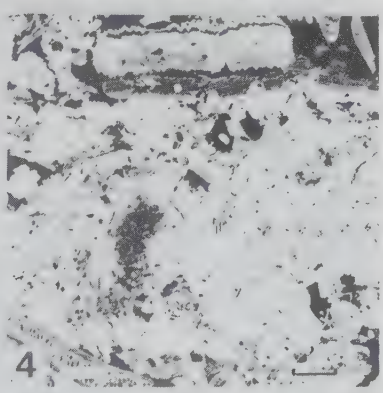
Fig. 1 Schwamm/Austern-Floatstone von Olárizu
Fig. 2 Floatstone mit einer Sandstein-Komponente von Olárizu
Fig. 3 Autigene Quarze von Olárizu
Fig. 4 Austern-Echinodermen-Rudstone von Gomecha
Fig. 5 Echinodermen-Rudit von Estarrona
Fig. 6 Echinodermen-Rudit von Martioda
Der Maßstab ist auf allen Figuren = 1 mm

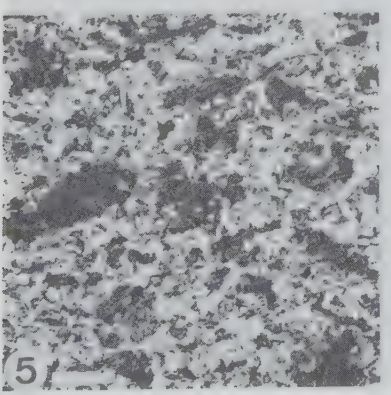
TAF. 7

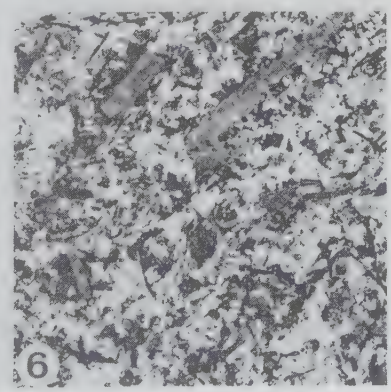












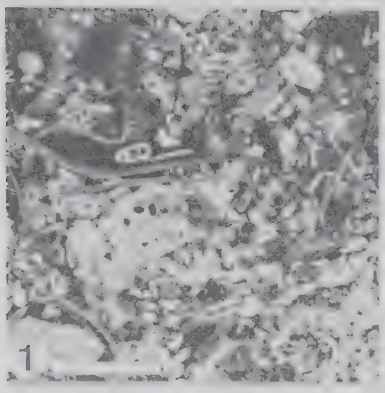
Tafel 8

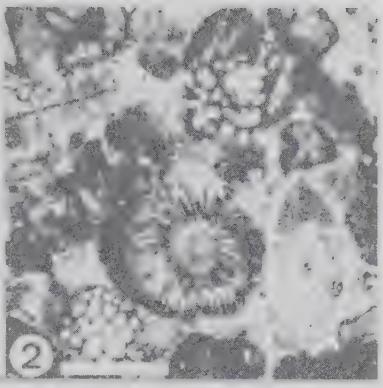
Kalkrudite von Alaiza

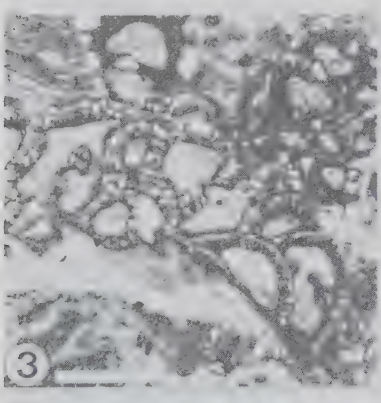
Fig. 1 Rudstone mit großen agglutinierenden Foraminiferen von Alaiza
Fig. 2 "Praesiderolith" von Alaiza
Fig. 3 Auf eine Schale aufgewachsene agglutinierende Foraminifere
Fig. 4 Agglutinierende Foraminifere und autigene Quarze
Fig. 5 Sclerospongier (Acanthochaetetes)
Fig. 6 Hexactinellider Schwamm

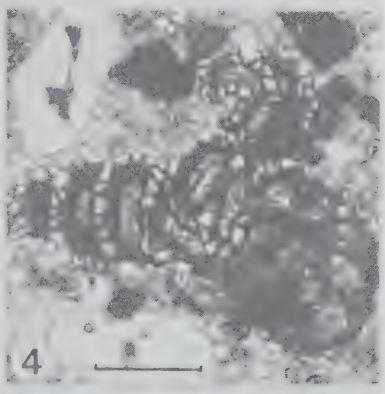
Der Maßstab ist in allen Figuren = 1 mm

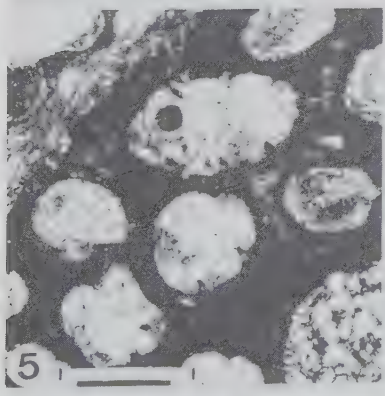
TAF. 8

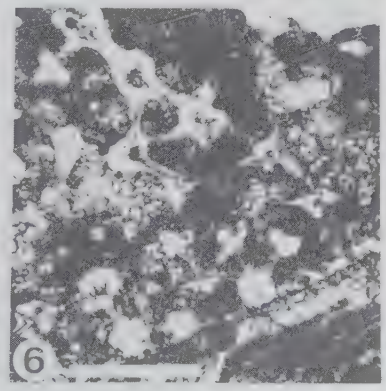












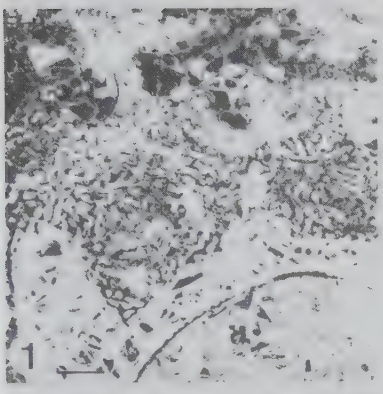
Tafel 9

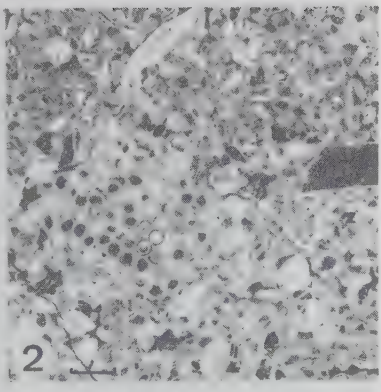
Oro-"Riffkalk" (Murguía-Diapir)

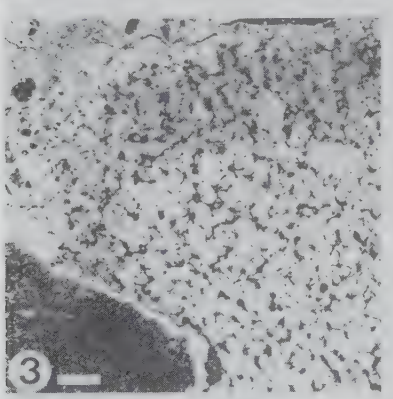
Fig. 1 Hydrozoe
Fig. 2 Karbonatsand mit Bryozoen und milioliden Foraminiferen
Fig. 3 Lithistider Schwamm
Fig. 4 Coelenteraten-Bryozoen-Rudstone
Fig. 5 Rudstone mit großen Komponenten: Sandstein-Komponente, Serpeln und orbitoide Foraminiferen
Fig. 6 Hydrozoe aufgewachsen auf eine Karbonatsand-Komponente

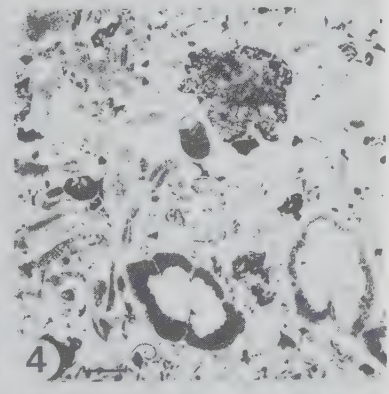
Der Maßstab ist in allen Figuren = 1 mm

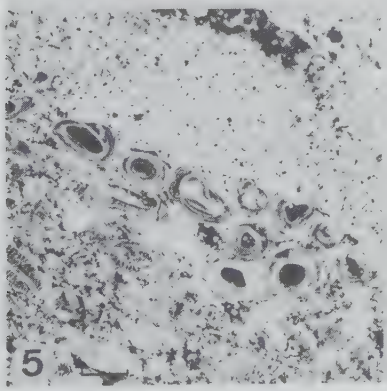
TAF. 9

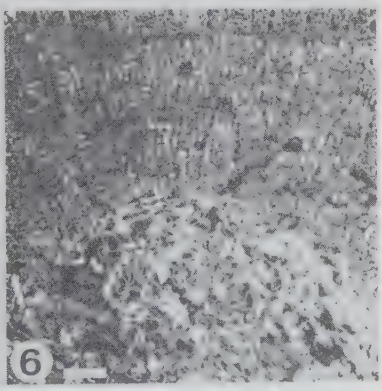












Tafel 10

Sedimentstrukturen aus der Montes de Vitoria-Formation (Obercampan)

Fig. 1 Fluviatile Rinne am Puerto de Azáceta. Bildbreite ca. 5 m.

Fig. 2 Fluviatile Sandsteine am Puerto de Berrosteguieta. Bildbreite ca. 3 m.

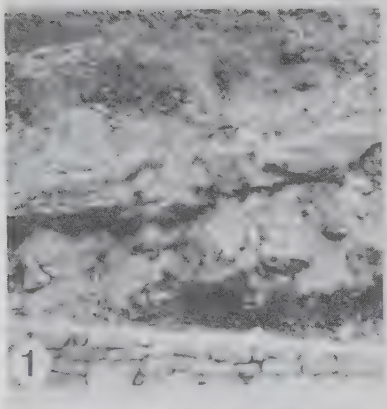
Fig. 3 Tidale Sedimente ("wavy bedding") am Puerto de Berrosteguieta. Bildbreite ca. 40 cm.

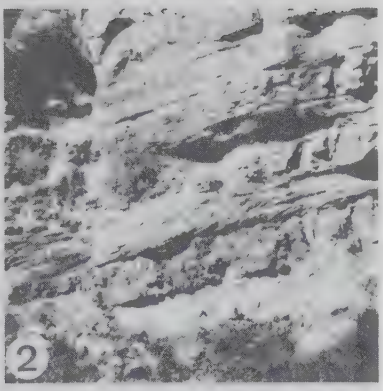
Fig. 4 Olárizu-Kalk im Steinbruch am Olárizu 2 km S' von Vitoria. Bildhöhe ca. 3 m.

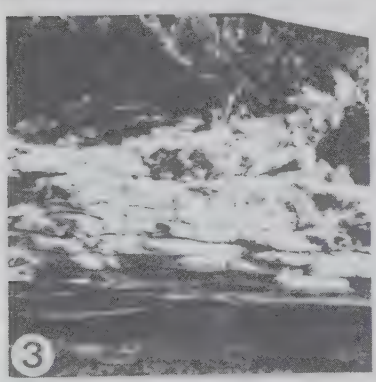
Fig. 5 Prodelta-Tone mit geringmächtigen Prodelta-Turbiditen am Puerto de Berrosteguieta. Bildhöhe ca. 2 m.

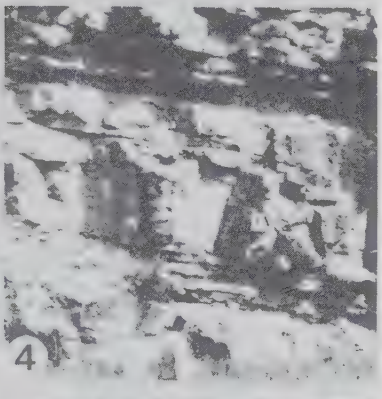
Fig. 6 Prodelta-Turbidit mit Lamination vom Puerto de Vitoria. Bildhöhe ca. 50 cm.

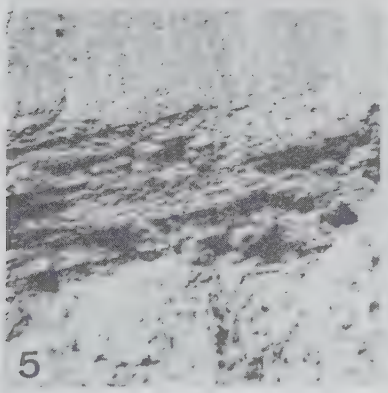
TAF. 10

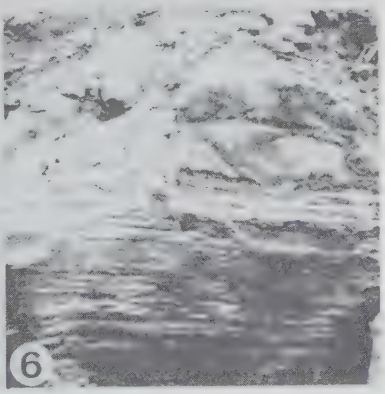

1


2


3


4


5


6

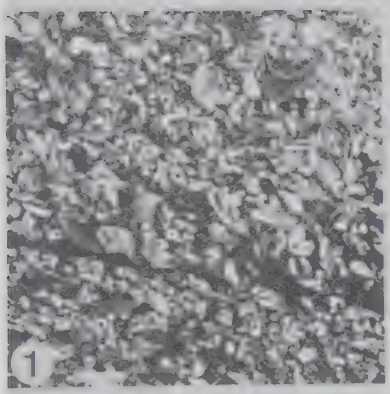
Tafel 11

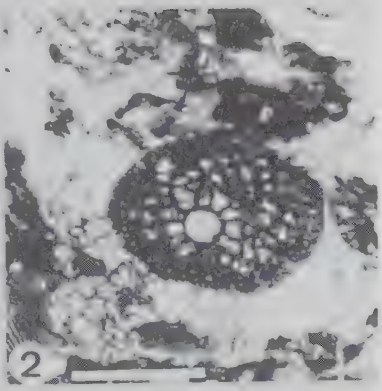
Kalkrudite aus dem Biskaya-Synklinorium

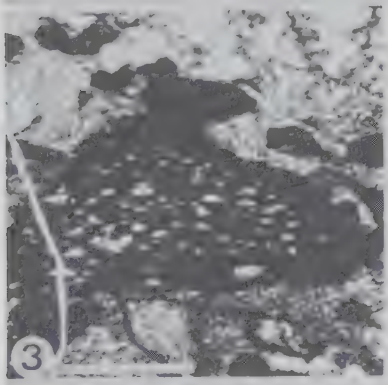
Fig. 1 Rudstone aus dem Obercenoman von Aguiñeta (N' Villarreal/Zumarraga).
Fig. 2 Orbitoline aus dem Obercenoman von Aguiñeta.
Fig. 3 Orbitoline aus dem Obercenoman von Aguiñeta.
Fig. 4 Sedimentäre (Foraminiferen-Spiculae-Wackestone) und vulkanische Komponenten aus dem ?Coniac von Elosua (N' Villarreal/Zumarraga).
Fig. 5 ?Rudistenrest aus einem Floatstone des ?Coniac von Elosua.
Fig. 6 Hundezahn-Zemente (Indiz für Intertidal-Bereich) aus einem Floatstone des ?Coniac von Elosua.

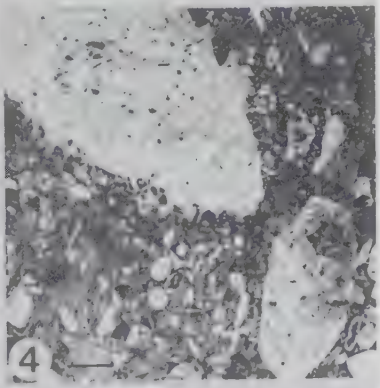
Der Maßstab ist in allen Figuren = 1 mm.

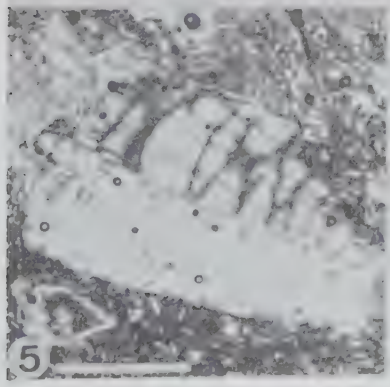
TAF. 11

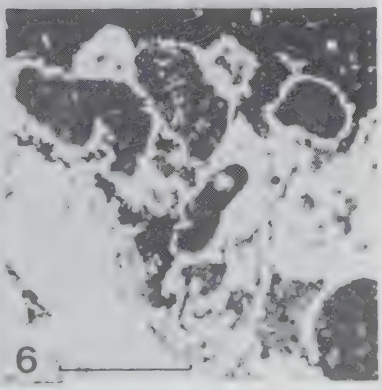

1


2


3


4


5

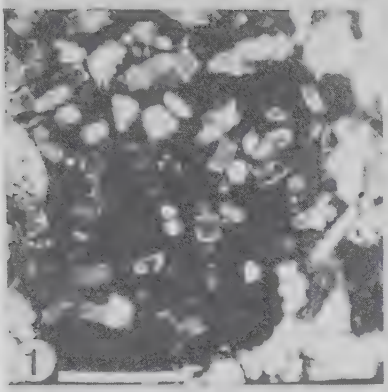

6

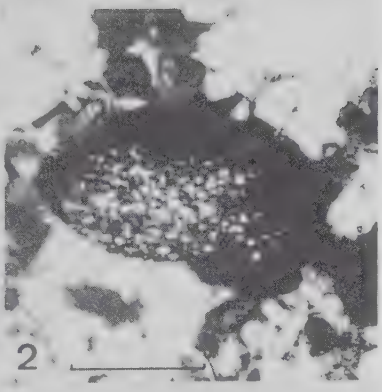
Tafel 12

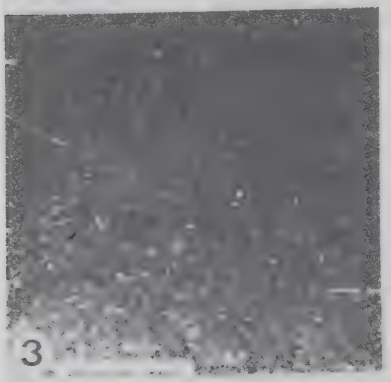
Komponenten aus einem Untercampan-Turbidit der Zumaya-Synkline. Lokalität ca. 1 km NE' von Iciar.

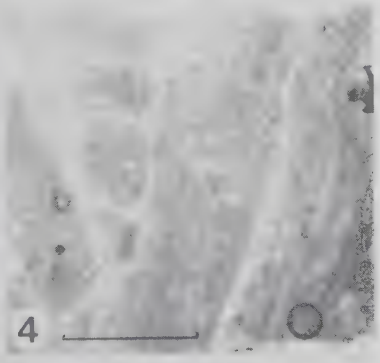
Fig. 1 "Globotruncanen"-Packstone-Komponente des ?Santon
Fig. 2 Orbitolinen-Rest (?Cenoman)
Fig. 3 Dichter Filament-Wackestone (?Jura)
Fig. 4 Foraminiferen-Wackestone des ?Alb
Fig. 5 Rotalge (Alb)
Fig. 6 Foraminiferen-Wackestone- und ?Urgon-Kalk-Komponente
Maßstab ist in allen Figuren = 1 mm

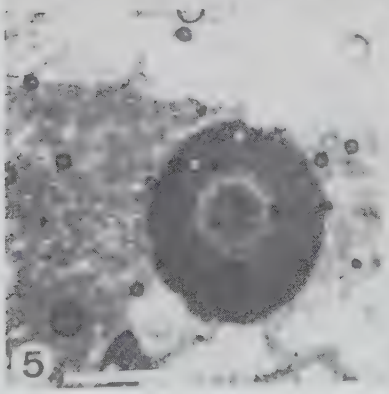
TAF. 12

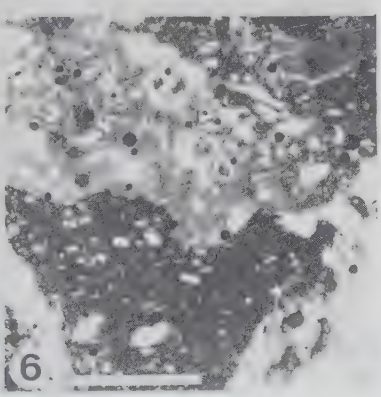

1


2


3


4


5


6

Curriculum Vitae

Name:	Engeser, Theodor Stefan
Geburtstag und -ort:	3.6.1955 in Villingendorf/Krs. Rottweil
Eltern:	Franz Engeser, Fabrikarbeiter Rosa Engeser, geb. Banholzer, Hausfrau
Staatsangehörigkeit:	Deutsch
Familienstand:	seit 26.6.1981 verheiratet mit Gabriele Beck-Engeser, geb. Beck
1962 - 1966:	Katholische Volksschule Villingendorf
1966 - 1974:	Albertus-Magnus-Gymnasium in Rottweil
1974 - 1975:	Wehrdienst in der Bundeswehr
1975 - 1980:	Geologiestudium an der Eberhard-Karls-Universität in Tübingen Vordiplom: 1977 Diplom: 1980, Diplomarbeit bei Prof. Schönenberg und Prof. Kullmann
1980 - 1983:	Dissertation unter der Anleitung von Prof. Wiedmann

Meine akademischen Lehrer waren:

EINSELE, ERNST, GOCHT, HEMLEBEN, KULLMANN, LOESCHKE, LUTERBACHER, NEUGEBAUER, SCHÖNENBERG, SEILACHER, WENDT, WESTPHAL, WIEDMANN.

Druck und Verarbeitung: Dissertations Druck Darmstadt, Tel. 0 61 51 / 21 3 53